

造山型金矿的地质特征和成矿流体

卢焕章^{1,2}, 池国祥³, 朱笑青², Guha J¹, Archambault G¹, 王中刚²

(1. University of Quebec at Chicoutimi, Chicoutimi, Qc G7H 2B1, Canada; 2.中国科学院 地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002, 3.University of Regina, Regina, SK.S4S 0A2, Canada)

摘要: 造山型金矿是全球重要的金矿类型。造山型金矿包含三种类型: 产于绿岩带的含金石英碳酸盐脉、产于浊积岩中的含金石英脉和产于条带状铁矿(BIF)中的含金石英脉。造山型金矿的形成受板块构造控制, 处于压缩或者转换挤压的造山构造环境。造山型金矿中的绿岩带金矿主要受剪切带、转换断层控制, 浊积岩型金矿受褶皱和层间走滑断层控制, 而赋存于 BIF 中的金矿则受剪切带和断层所控制。在这些金矿床中发现了 4 类流体包裹体: H₂O-CO₂ 型、富 CO₂ 型、气液包裹体和含 NaCl 子矿物的包裹体。所有年代的造山型金矿成矿流体的成分均为低盐度的水溶液和富 CO₂ 的流体, 温度在 200~400 °C 范围内。稳定同位素研究表明造山型金矿的成矿流体源自变质流体和岩浆流体。金在成矿流体中的络合物应为 AuHS⁻或 AuH₂S。虽然成矿流体中有丰富的 CO₂, 但 Au 在 CO₂ 流体中的溶解度很低, 有丰富的 CO₂ 时 Au 在 H₂S 中的溶解度增大。流体包裹体研究表明, Au 的成矿流体是 NaCl-H₂O-CO₂ 体系的流体, 并在成矿过程中发生了相分离, 即 NaCl-H₂O-CO₂ 流体分成两个流体: H₂O-NaCl 和 CO₂-H₂O, Au 的沉淀是在这种相分离过程中发生的。

关键词: 造山型金矿; 绿岩带金矿; 浊积岩型金矿; BIF 中金矿; 流体包裹体; CO₂ 与金矿化

中图分类号: P611 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2018)02-0244-022

0 引言

金矿是国家重点勘察和开采的矿床。世界上古砂金矿大多分布在南非和澳大利亚, 而热液金矿则见于美国、澳大利亚、中国、俄罗斯、乌兹别克斯坦、印度尼西亚和加拿大。许多学者对金矿作过详细的研究和分类(涂光炽, 1987; Guha et al., 1991; 卢焕章等, 1995, 2012; Groves et al., 1998, 2003; Poulsen et al., 2000; Baker and Seccombe, 2004; Phillips and Evans, 2004; Bierlein et al., 2006; 陈衍景, 2006; 涂光炽和李朝阳, 2006; Dube and Gosselin, 2007; Robert et al., 2007)。造山型金矿(Orogenic gold deposit)形成在汇聚

板块边缘挤压或压扭的构造环境中, 形成时间和空间与造山作用过程存在成因上的联系, 是全球重要的金矿类型, 也是当前矿床学和大地构造学的研究热点(Foster et al., 1988; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001)。Groves (1993)提出了太古宙“地壳连续模式”的想法。实际上, 世界上的金矿从太古宙到显生宙均有产出。产于造山带中的金矿称作造山型金矿。本文述及的造山型金矿是根据 Robert et al. (2007)有关世界金矿分类的定义: 造山型金矿是产在增生地块和碰撞地块的造山运动和稍后的含金(碳酸盐)石英脉中, 处于聚敛板块边缘的压缩/挤压/转换的构造环境, 形成于各个时代和地下 6~20 km 深处, 包括绿

收稿日期: 2017-03-12; 改回日期: 2017-07-03

项目资助: 国家自然科学基金、贵州省省长基金、中国科学院和矿床地球化学国家重点实验室基金, 矿床地球化学国家重点实验室开放基金(201311), 加拿大国家自然科学基金和工程基金、香港王宽诚基金, 加拿大魁北克能源资源部(EMR)基金, 魁北克大学基金和加拿大 CIDA 基金联合资助。

第一作者简介: 卢焕章(1940-), 教授, 主要从事矿床地球化学和流体包裹体研究。Email: hzlu@uqac.ca

岩带金矿、浊积岩型金矿和产于 BIF 中的金矿三种类型。作者及其同事、学生从 1986 年开始研究加拿大太古宙的绿岩带金矿。1991~1996 年研究山东玲珑地区的金矿, 2000~2012 年研究加拿大和中国浊积岩型金矿, 本文是作者们几十年工作的总结。重点叙述造山型金矿的分类、地质特征、成矿流体的温度、压力、盐度和成分, H、O、C、S 稳定同位素, CO₂ 流体与金矿的关系以及形成造山型金矿可能的模式。

1 造山型金矿的分类

Robert et al. (2007) 将世界上的金矿分为以下几种类型: 造山型金矿、与还原型侵入岩有关的金矿、与氧化型侵入岩有关的金矿、浅成热液金矿、卡林型金矿、块状硫化物中的金矿、Witwatersrand 型金矿、非典型绿岩带金矿和古砂金矿等(表 1、图 1)。其中造山型金矿可分为三个亚类: 浊积岩型金矿、绿岩带金矿和赋存于条带状铁矿(BIF)中的金矿(表 1、图 2)。从图 1 可知上述金矿赋存于从地表到将近 25 km 的深处。从地表往下可见古砂金矿、高硫化物和低硫化物的浅成热液金矿、块状硫化物中的金矿、卡林型金矿、与氧化型侵入岩有关的金矿、与还原型侵入岩有关的金矿和造山型金矿等。造山型金矿形成于地下 6~20 km 处, 相对于其他类型金矿形成于较深的部位。从表 1 可知, 世界上储量超过 10×10^6 oz 的金矿一共有 12 亚类 103 个矿床: 其中属造山型金矿有 20 个, 与还原型侵入岩有关的金矿 12 个, 与氧化型侵入岩有关的金矿 39 个, 低硫化(LS)浅成热液金矿 7 个, 卡林型金矿 10 个, 块状硫化物金矿 2 个, Witwatersrand 型金矿 8 个, 非典型绿岩带金矿 5 个等。按年产量来说, 世界上的 10 大年产金最多的金矿见表 2。乌兹别克斯坦的穆龙套(Muruntau)金矿在 2014 年生产出 2.6×10^6 oz 的金, 为世界上产金最多的金矿; 其次为印度尼西亚的 Grasberg Cu-Au 矿, 产出 1.131×10^6 oz 的金, 第三位是多米尼加的 Pueblo Viejo 金矿, 产出 1.108×10^6 oz 金。这十个金矿在 2013 年总共产出 10.784×10^6 oz 金, 在 2014 年产出 10.663×10^6 oz 金。从矿床平均品位来说, 加拿大 Brucejack 金矿平均金品位为 14.1 g/t, 储量为 16500 t, 为目前品位最富的金矿, 其次为 Yaramoko 金矿, 平均品位为 11.8 g/t, 储量为 1996 t; 加拿大 Hope Bay 金矿, 平均品位为 7.7 g/t, 储量为 14196 t; 中国玲珑地区金矿, 平均品位为 7.7 g/t, 储量为 3005 t; 澳大利亚 Charter Towers 金矿平均品位为 7 g/t, 储量为 2500 t。

表 1 世界超大型金矿类型和储量(Robert et al., 2007)
Table 1 Types and reserves of 103 world class gold deposits (>10 M oz)

金矿类型	大于 10×10^6 oz 金的金矿数	储量 ($\times 10^6$ oz)
造山型金矿	20	425
绿岩带金矿	14	285
浊积岩型和铁建造中的金矿	6	140
与还原型侵入岩有关的金矿(RIR)	12	434
赋存于侵入岩中的金矿	4	75
赋存于沉积岩中的金矿	8	359
与氧化型侵入岩有关的金矿(OIR)	39	1104
斑岩和砂卡岩型金矿	27	739
HS-IS浅成热液金矿	9	253
LS碱性岩金矿	3	112
其他类型金矿	32	1729
LS浅成热液金矿	7	91
卡林型金矿	10	245
块状硫化物金矿	2	20
Witwatersrand 型金矿	8	1260
非典型的绿岩带金矿	5	113
合计	103	3692

注: LS. 低硫化作用; HS. 高硫化作用; IS. 中硫化作用; 1 oz=31.103 g。

2 造山型金矿的地质特征

2.1 造山型金矿的构造模式

关于造山型金矿的构造特征前人已做过很多研究(Colvine et al., 1988; Groves et al., 1998; McCuaig and Kerrich, 1998; 陈衍景, 2006), 这些特征包括板块构造、地幔柱等(图 3、4)。金矿与板块构造有密切关系(图 3a)。Groves et al.(1998)研究认为, 与金矿有关的板块环境为增生楔、碰撞带、岛弧和裂谷。造山型金矿分布在增生楔(增生地块)和陆壳, 属于压缩-挤压-转换的构造环境(图 3a)。这种金矿从地表到地下大约 25 km 深处连续分布(图 3b 右图), 但类型不一样, 上部为浅成的 Au-Sb 矿(Epizonal), 往下为中深的 Au-As-Te 矿(Mesozonal)和深成的 Au-As 矿(Hypozonal)。造山型金矿中的绿岩带金矿主要受剪切带、转换断层控制, 浊积岩型金矿受褶皱和层间走滑断层控制, 而赋存于 BIF 中的金矿则受剪切带和断层所控制。Groves et al. (1998)认为造山型金矿的形成受板块构造所控制, 形成于压缩/挤压/转换(compressional / transpressional environments)的构造环境, 而稍后在扩张构造环境(extensional environments)中则形成 Cu-Au 块状硫化物矿床、热泉、冰

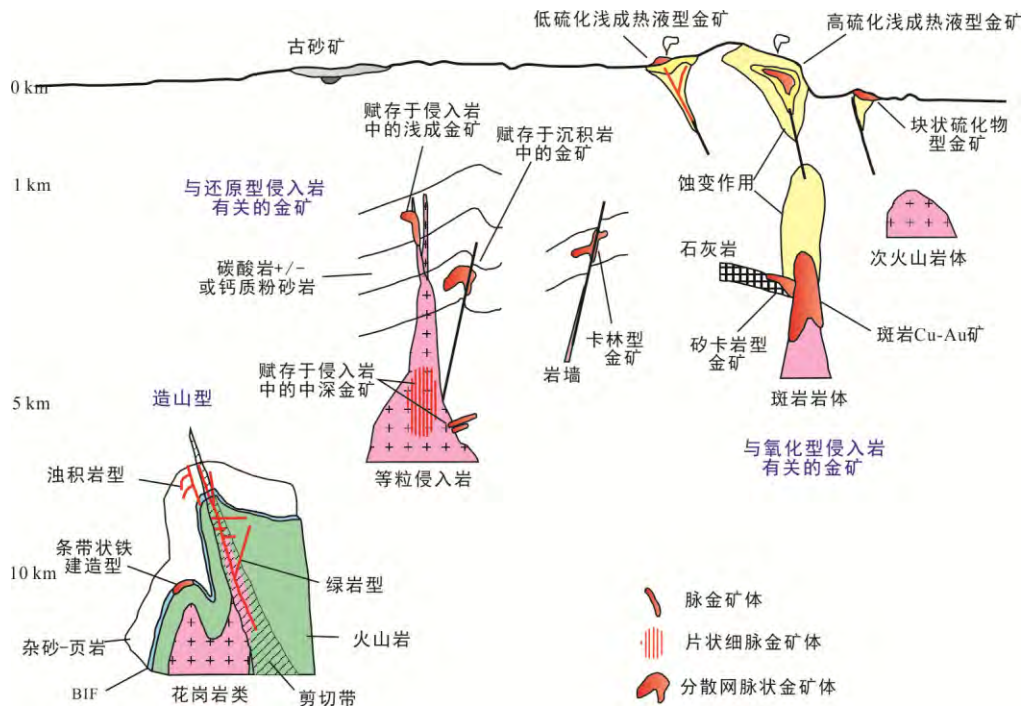
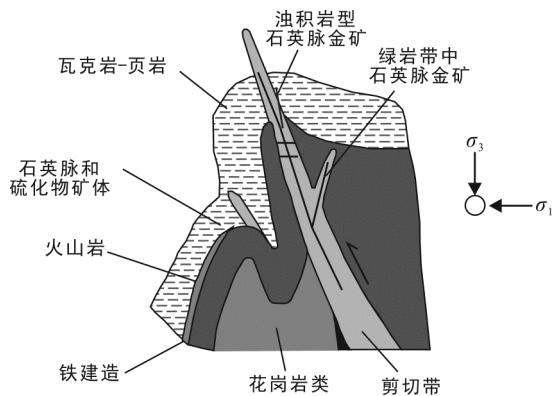


图 1 金矿的分类和形成深度(Robert et al., 2007)

Fig.1 Schematic cross settings of major gold deposit types and their crustal depths of emplacement



绿岩带金矿的围岩为变质片岩、花岗岩和火山岩, 变质为绿片岩相, 与剪切带密切相关; 油积岩金矿赋存于瓦克岩和页岩等油积岩中, 受褶皱和断裂所控制; 条带状铁建造(BIF)中的金矿见于铁建造的剪切带中。

图 2 造山型金矿的分类(Robert et al., 2007)
Fig.2 Classification of orogenic gold deposits

长石-绢云母浅成热液金矿、明矾石-高岭土浅成热液金矿、Au-Cu-Pb-Zn 砂卡岩、Cu-Mo-Au 斑岩和卡林型金矿。它们形成于造山运动后的火山-沉积建造期和造山运动后期的扩张期(图 3b 左图)。有的学者(Bierlein et al., 2006)认为, 造山型金矿的形成受地幔柱和软流圈上升所控制(图 4), 金矿处在地幔柱和软流圈上升的部位。总体来说造山型金矿形成于压缩/转换挤压环境中的增生楔(增

生地块)和碰撞带中。

2.2 造山型金矿的地质特征

加拿大太古宙 Superior 地质省可以分为几个亚省, Abitibi, Wawa, Pontiac 等。在 Abitibi 地质亚省, 岩石可以分为: 火山-侵入岩、侵入岩、亚沉积岩和变质岩四种。这四种岩相呈断层或侵入接触, 并且这些岩石经受了绿片岩相的变质作用, 组成了太古宙绿岩带。太古宙绿岩带由基性-超基性、长英质次火山岩与碎屑质、化学沉积岩互层。

在一些绿岩带中, 火山旋回作用在各种规模内均可见到。绿岩带中的火成岩, 大部分是同生火山岩体, 后来又被稍后的花岗质岩体切割和分开。除了上述两种较老的火成岩外, 在新太古代, 饱和或不饱和的长英质到基性的火成岩也侵入到绿岩带中。绿岩带的造山型金矿见于加拿大的 Superior 地质省和澳大利亚的 Yilgarn 地块。绿岩带的变质岩相分布: 次绿片岩相到绿片岩相位于绿岩带中心, 角闪岩相则分布于绿片岩相的周围, 再往外为花岗岩体或者片麻岩带。绿岩带中各类岩石的年龄: 北部最老的火山岩年龄为 3013±10 Ma, 往南年龄变新, 为 2700~2750 Ma。

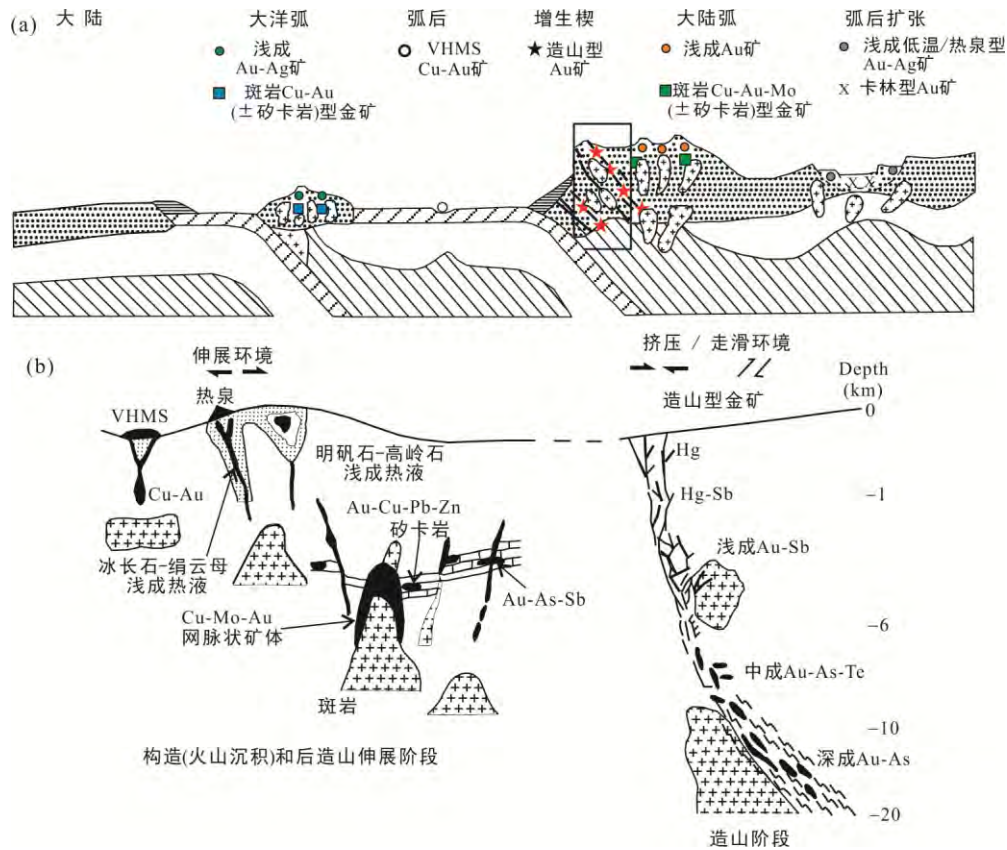
Superior 地质省造山型金矿的最主要特征是, 所有金矿均产在绿岩带中(特别是绿片岩相中)或者其附近(图 5, 如 Red Lake 金矿, 图 6)。在 Abitibi

亚省的绿岩带中, 分布有数百个金矿(其中 25 个为大型), 大约有 40%的金矿产在基性-超基性火山岩和侵入岩中, 30%产于碎屑沉积岩中, 25%产在长英质次火山岩中, 迄今已产金 5200 t (图 5)。

表 2 世界十大年产量最高的金矿
Table 2 Top ten gold production mines in the world

金矿床	国家	金矿公司	年产量($\times 10^3$ oz)	
			2014	2013
Muruntau	乌兹别克斯坦	Navoi	2600	2521
Grasberg	印度尼西亚	Freeport-McMoRan	1131	1142
Pueblo Viejo	多米尼加	Barrick Gold	1108	813
Yanacocha	秘鲁	Newmont	970	1016
Carlin Trend	美国	Newmont	907	1025
Cortez	美国	Barrick Gold	902	1338
Goldstrike	美国	Barrick Gold	902	892
Olimpiada	俄罗斯	Polyus Gold	725	691
Veladero	阿根廷	Barrick Gold	722	641
Boddington	澳大利亚	Newmont	696	705
合计			10663	10784

引自 www.mining.com



(a) 造山型金矿的大地构造位置(图中的方框); (b) 右图示在压缩/挤压转换的构造环境中造山型金矿从地表到深部形成不同类型金矿的连续模式, 左图示在扩张地质条件下形成的各类非造山型金矿。

图 3 金矿形成与板块构造的关系(Groves, 1993; Groves et al., 1998)
Fig.3 Tectonic relationship of different type of gold deposits

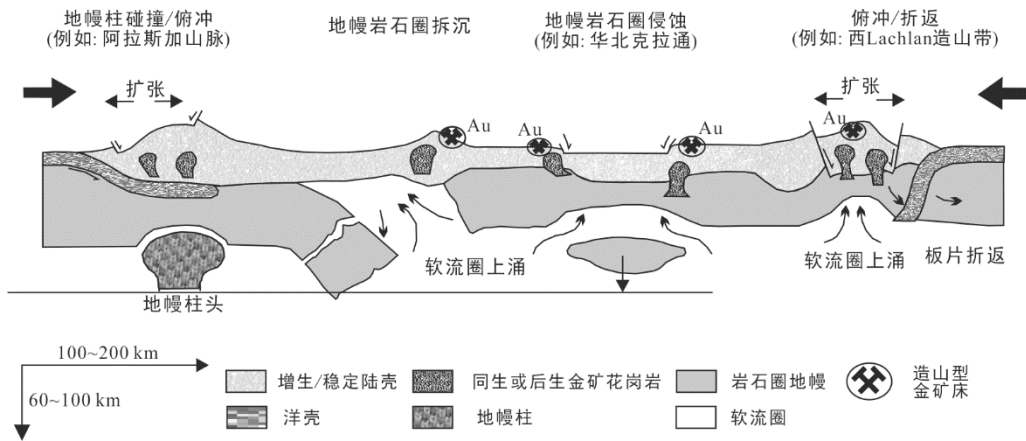


图 4 造山型金矿形成与地幔柱的关系(Bierlein et al., 2006)

Fig.4 Relationship between orogenic gold deposits and mantle plume

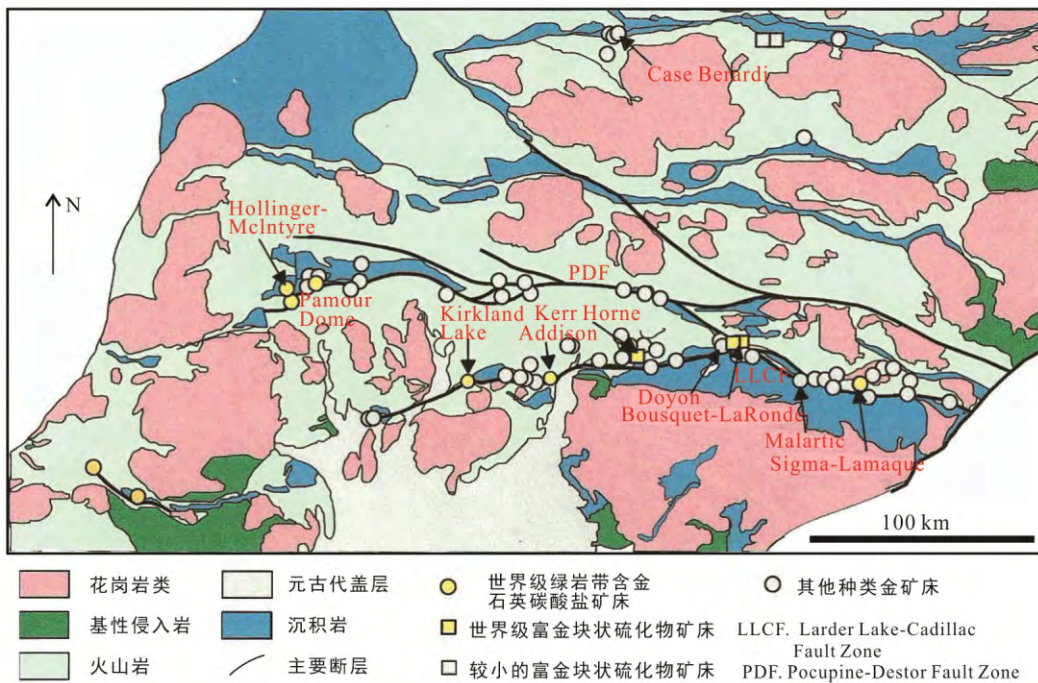


图 5 加拿大 Abitibi 地质省地质和绿岩带金矿分布简图(Dube and Gosselin, 2007)

Fig.5 Simplified geological map of Canadian Abitibi geologic province and distribution of greenstone gold deposits

Superior 地质省造山型金矿第二个特点是(实际上与第一个特点同样重要), 金矿产在主要的构造带中, 如 Pocupin-Destor(PDF)深大断裂带、 Larder Lake-Cadillic(LLCF)深大断裂带, 并与线状复合的剪切裂隙带(shear zones)密切相关。这种剪切裂隙体系和形变带(deformation zones)的规模很大, 具有区域性(长达数十公里至 100 km), 由许多剪切带和断层所组成, 金矿产在这种剪切裂隙带和次一级的构造中。

Superior 地质省造山型金矿第三个特点是金主要产在石英脉(石英-碳酸盐脉)中, 少量见于蚀变岩中(Lode or mesothermal gold deposits)。这种石英脉

细达 1 cm, 宽达 1 m 多, 其蚀变岩带可以是硅化的基性岩、铁建造和绿片岩, 矿化见于石英脉中和蚀变带中。在金矿中产出的主要矿物为石英、铁白云石、绢云母、绿泥石、黄铁矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿、电气石、白钨矿和自然金等。金主要呈自然金, Au/Ag=10/1, 常呈裂隙状产于石英、黄铁矿等矿物中。Au 与 Fe, K, B, W, Sb, Mo, Te, As, Ca 和 Ba 等元素关系密切, 常一起产出。

造山型金矿的形成年代从太古宙到新近纪, 这种年代学的分布特征在地质时代中不是偶然的, 而是与大陆新地壳生长的热事件有很大关系(Goldfarb et al.,

2001)。大规模的流体要通过深部密封的构造进行迁移, 新陆壳中同生的浸染状硫化物一部分会进入各个时代的热液体系, 从而形成成矿流体, 这是 Superior 地质省造山型金矿的第四个特点。我们以三个金矿为例来说明造山型金矿的地质特征和成矿流体: 贵州锦平花桥金矿(产于浊积岩中)、加拿大 Meadowbank 金矿(赋存于 BIF 中)和加拿大 Sigma 金矿(产于绿岩带中)。

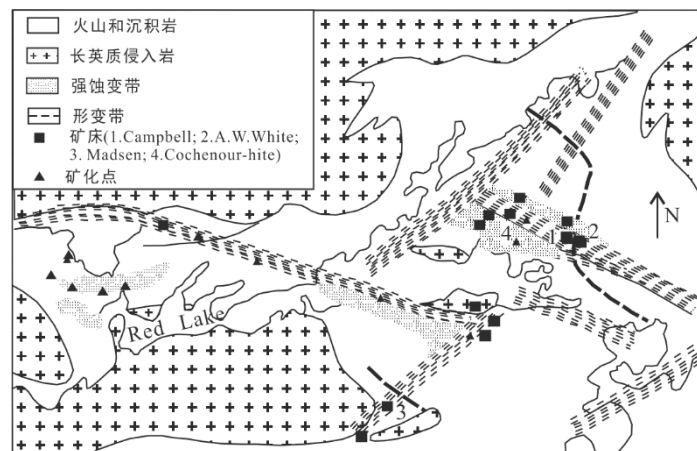
2.2.1 Sigma 金矿

Sigma 金矿床位于加拿大魁北克省西南部的 Val d'Or 市, 处于 Abitibi 绿岩带南缘, 紧邻 Kirkland Lake-Cadillac 区域性深大断裂剪切带, 位于该剪切带上盘, 是一个典型的绿岩带中的造山型金矿(图 7)。矿区范围约 3 km², 延深约 2 km。该矿从 1937 年开始开采, 到 1986 年已产 Au 110 t (Robert and Brown, 1986)。

Val d'Or 地区出露的岩石为太古宙 Malartic 群火山沉积岩, 以及侵入这套地层的数个长英质侵入体, 其中较大的是侵入该区中部的 Bourlamaque 岩体。火山岩的 K-Ar 法年龄最小为 2700 Ma。Malartic 群分为上下两个亚群, 下亚群位于该区北部, 主要由基性和超基性熔岩组成; 上亚群位于该区南部, 主要由基性到长英质熔岩组成, 并夹有火山碎屑岩。火山岩和长英质侵入体在 Kenoran 造山运动时都经受了绿片岩相变质和构造变形。地层走向为东西向, 层理已倒转, 向北陡倾 80°。该区大部分金矿床产于 Malartic 群火山岩中, 少量产于 Bourlamaque 岩体中。它是石英-碳酸盐脉型金矿, 产在年龄为 2705 Ma 的条带状变火山岩中。变火山岩被不规则的斑状闪长岩切过, 并受到绿片岩相变质, 他们后来又又被未形变的长石斑岩和含金石英脉所切过。石

英脉产状有两类: 近垂直的和近水平的(sub-vertical and subhorizontal veins), 均受剪切带所控制(图 8), 且产于形变之后的斑岩中。石英脉中矿物主要为石英、电气石, 还有少量黄铁矿、白钨矿、方铅矿、闪锌矿、铁白云石和绿泥石。Sigma 矿区主要地质事件的先后关系可总结为(Robert and Brown, 1986): (1)火山喷发; (2)局部斑状闪长岩体侵入; (3)区域性变形作用, 产生东西向近直立到倒转构造, 可能伴随一次区域变质作用; (4)长石斑岩脉侵入; (5)绿片岩相区域变质作用; (6)剪切带的形成和矿脉充填。

Sigma 矿区发育大量东西向的剪切带, 其中位于矿区南北两侧的剪切带产状近直立, 平均宽 2 m, 长和延深均大于 1000 m。这两条剪切带分别称为南剪切带和北剪切带(图 7)。二者之间发育几十条剪切带, 呈东西走向, 大部分往南倾, 倾角平均 70°, 少数往北倾, 倾角平均 55°。剪切带长和延深都在 500 m 以上, 宽度变化较大, 平均 4 m。剪切带内发育片理, 其走向也为东西向, 倾角近直立, 指示剪切带的逆向剪切。这两组走向相同、倾向相反的剪切带可能为共轭关系, 指示南北向近水平挤压。大部分剪切带有矿化, 少数没矿化并切割有矿化的剪切带, 为成矿后构造。Sigma 矿床的矿体发育于南、北剪切带之间的地段, 整个矿化带宽约 400 m, 延深近 2 km。矿化类型有三种: (1)产于剪切带中心、产状与剪切带平行的矿脉, 主要产于往南陡倾的剪切带中, 是 Sigma 矿床最主要的矿化类型。因其产状很陡, 称为“近直立脉”(图 8A); (2)产于剪切带之间, 走向南北, 倾向西, 倾角约 10°的矿脉。因其产状平缓, 称为“水平脉”(图 8B, C); (3)长石斑岩脉中的细脉状矿化,



金矿均见于绿片岩相和剪切带中, 不产于角闪岩相中。图中粗线带为剪切带。

图 6 加拿大 Red Lake 矿区的变质岩相、剪切带和金矿分布(Colvine et al., 1988)

Fig.6 Distribution of metamorphic facies, shear zones and gold deposits in Red Lake

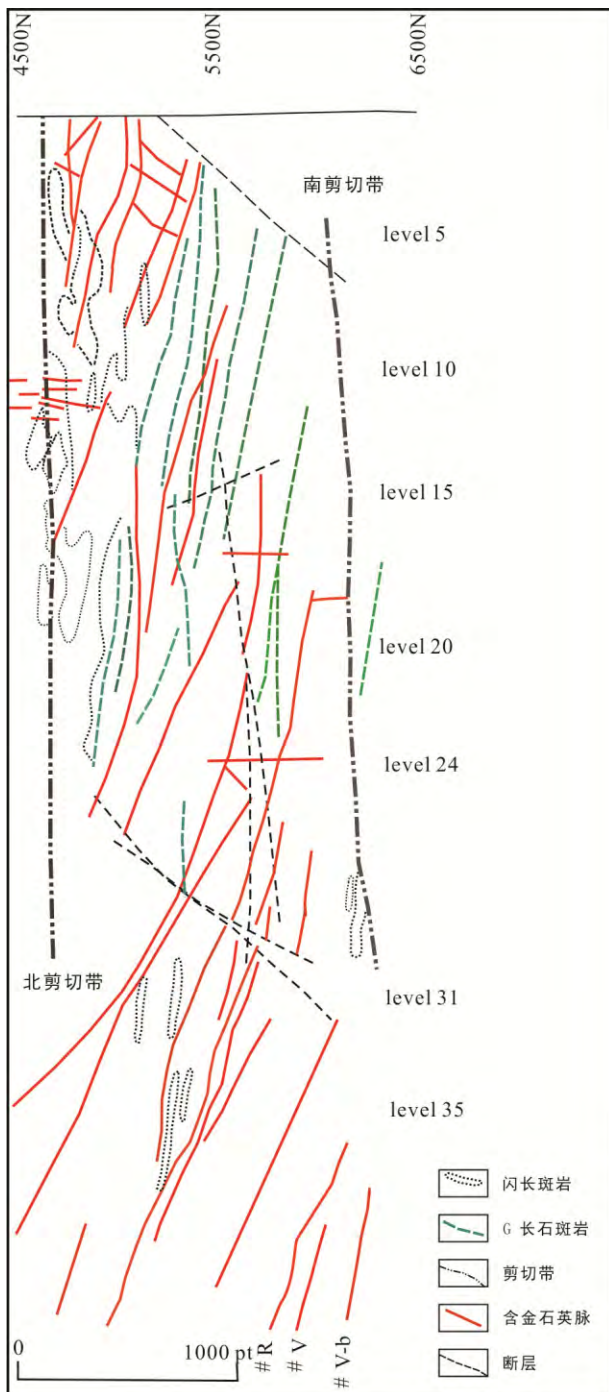


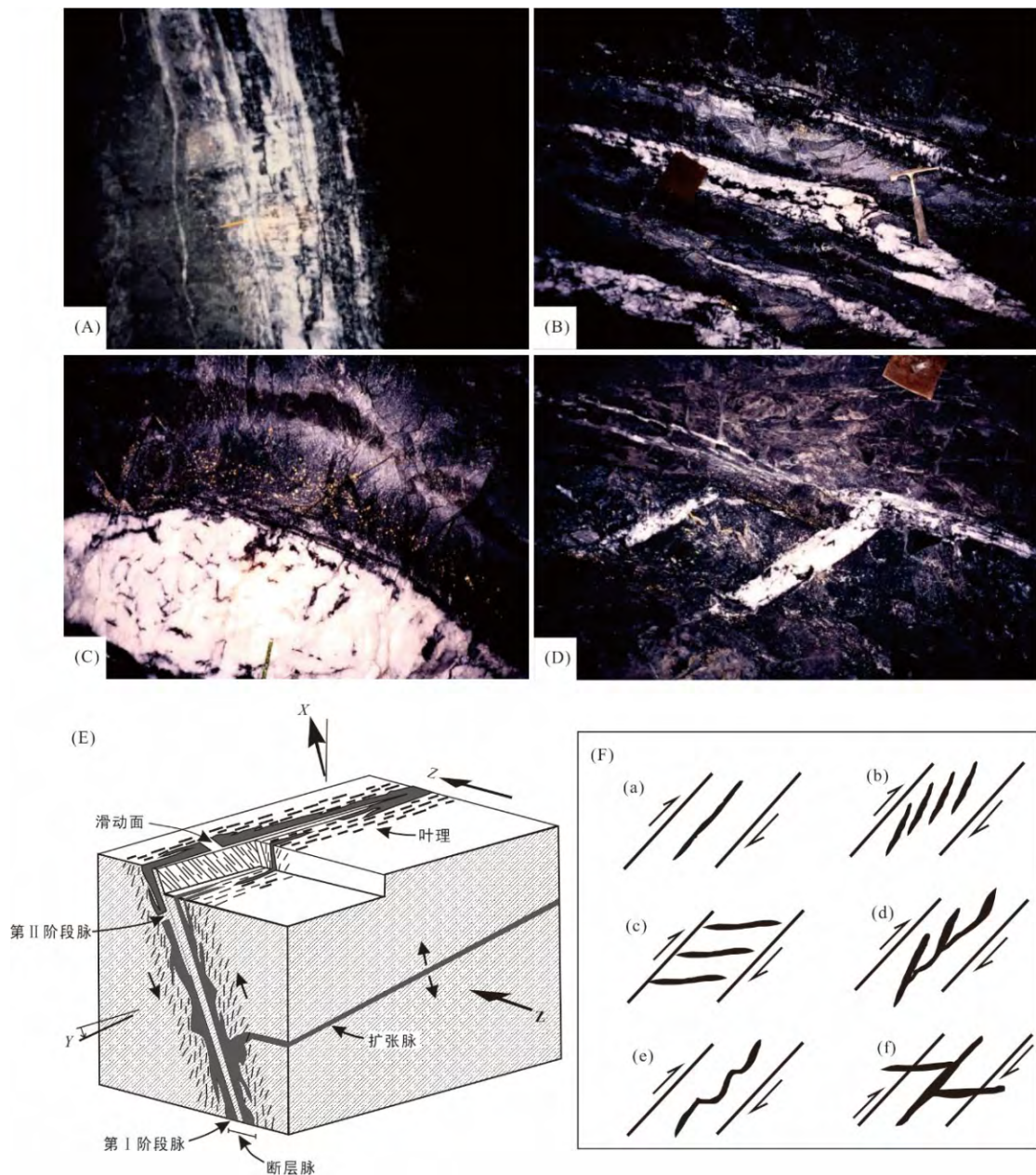
图 7 Sigma 金矿地质图

Fig.7 Geological map of the Sigma gold mine

细脉产状变化较大,走向北西,倾向南西,倾角 35° ,近直立脉沿走向和倾向的长度为几百米,厚几厘米到3 m。脉体组成可分为三种:角砾状脉体、不规则状脉体和透镜状脉体。每条矿脉均由这三种脉体组成,其中不规则状脉体一般占50%以上,透镜状脉体占 $<50\%$,角砾状脉所占比例极小。水平脉的规模比近直立脉小一些,东西长300 m,南北长 ≤ 75 m,厚度几毫米至1 m不等,平均20 cm。

矿脉的矿物组成主要是石英,其次是电气石、方解石、黑云母(只在1300 m深度以下发育)和黄铁矿,常见但含量小于1%的矿物有磷灰石、绿泥石、白云母、磁黄铁矿(在1300 m深度以下可比黄铁矿更发育)、白钨矿(主要见于水平脉中)和铁白云石(主要在近直立脉规则状脉体中),常见但含量极小的矿物有自然金、碲金矿、碲金银矿、铋的碲化物、黄铜矿(在1300 m深度以下含量较高)、绿帘石、斜长石、金红石、钛铁矿,主要含金矿物是自然金,其次是金的碲化物。矿石中Au/Ag为6/1~13/1。矿脉两侧围岩遭受了蚀变,并具明显分带,从脉壁往外依次为碳酸盐-钠长石带、碳酸盐-白云母带和绿泥石-碳酸盐-白云母带(Robert and Brown, 1986)。碳酸盐-钠长石带和碳酸盐-白云母带宽1~50 cm,绿泥石-碳酸盐-白云母带可达几米。

Robert and Brown (1986)认为,围岩蚀变过程与脉体中矿物的沉淀是同步进行的。当控矿裂隙第一次张开时,成矿流体与裂隙两侧围岩发生反应,形成绿泥石-碳酸盐-白云母带。随着裂隙的进一步张开和流体的进一步通过,绿泥石-碳酸盐-白云母蚀变带变宽,蚀变作用消耗了流体中部分 CO_2 和K,释放了一些 SiO_2 ,此时裂隙壁上首先沉淀了含钙矿物,主要是碳酸盐和白云母。随着流体与围岩的进一步反应,绿泥石-碳酸盐-白云母蚀变带前锋进一步往外推移,同时其靠脉壁一侧形成碳酸盐-白云母蚀变带,即绿泥石完全消失,蚀变作用消耗了流体中的部分Ca、 CO_2 、Na、Si、S、B和P,释放了一些Mg、Fe、Al,此时裂隙壁上沉淀电气石,接着是黄铁矿。随着流体-围岩反应进一步进行,碳酸盐-白云母蚀变带前锋往外推移,同时其靠脉壁一侧形成碳酸盐-钠长石蚀变带,即白云母完全消失,蚀变作用消耗了流体的部分Ca、 CO_2 、Na、Si、Au、S、B和P,释放了一些K,此时脉内沉淀黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿,同时还沉淀碳酸盐、层状硅酸盐和钛铁矿等。在上述几个阶段中,围岩蚀变造成成矿流体成分变化是矿脉中矿物沉淀的主要因素。在这几个阶段之后,围岩与成矿流体之间已被先沉淀在脉壁上的矿物所隔开,此时温度下降造成石英的大量沉淀,直至充填整个裂隙。以上为控矿裂隙张开一次时围岩蚀变及矿脉充填的情况,实际上控矿裂隙的扩张-充填是多次发生的。如果裂隙张开发生在脉壁,则相应的成矿流体活动会进一步使围岩蚀变;如果裂隙张开发生在脉中,则对围岩影响较小。自然金及金的碲化物主要产于石英和黄铁矿中或其微



(A) 近直立石英脉; (B) 近水平石英脉; (C) 近水平石英脉的膨大部位, 可见黄铁矿蚀变带; (D) 因剪切形成的雁行状脉; (E) Sigma 金矿剪切作用形成的两种类型石英脉(Dube and Gosselin, 2007); (F) 因剪切形成的石英脉的产状示意图(据 Robert and Brown, 1986 修改)。

图 8 Sigma 金矿中因剪切而形成的各类石英脉(照片由卢焕章摄于 1990 年)
 Fig.8 Various types of gold bearing quartz veins in the Sigma mine

裂隙中, 说明其沉淀相对较晚。但是, 由于矿脉是由含矿裂隙多次扩张-充填形成的, 因此金的沉淀不必是整条脉最晚的。矿脉一般具多个成矿阶段, 金主要产在石英-黄铁矿多金属硫化物阶段。

2.2.2 贵州锦屏县花桥金矿

浊积岩型金矿主要见于加拿大、澳大利亚和中国。赋矿的浊积岩地层从太古宙到新近纪。浊积岩除了特有的韵律层理或鲍马序列外, 普遍含有火山碎屑物质和凝灰岩层, 并且遭受绿片岩相变质作

用。浊积岩地层含金丰度较高, 同时常有岩浆岩侵入。发生在造山运动期间的褶皱构造、剪切带、断裂破碎带, 尤其是背斜构造对赋存金矿有十分重要的意义。

贵州锦屏县花桥金矿是一个典型的例子。产于下江群隆里组的浊积岩中(变质细砂岩、板岩、粉砂岩和变质含砾砂岩), 地层经受轻度变质。花桥金矿处于扬子陆块的中南部边缘, 属于雪峰基底褶皱冲断带的黔东南褶皱断裂构造区。矿区内的褶皱为加

里东期的雷打坡和山洞背斜, 金矿为产于背斜轴部和断层破碎带的含金石英脉(图 9)。矿脉中主要矿物为石英, 少量铁白云石、黄铁矿、绢云母、绿泥石、毒砂、闪锌矿、方铅矿、电气石、自然金等。见大小不等的明金。围岩蚀变为硅化、黄铁矿化和铁白云石化, 但不太强烈。作者曾对花桥金矿进行了地质、流体包裹体和拉曼光谱研究(卢焕章等, 2005, 2006, 2012)。

2.2.3 Meadowbank 金矿

赋存于 BIF(Banded-Iron-Formation)中的金矿见于加拿大、巴西和澳大利亚, 包括 Meadowbank 金矿、Lamego 金矿、Blue dot 金矿、Musselwhite 金矿等(Castonguay et al., 2016)。这类金矿产于 BIF 的剪切带中和巨型的褶皱中。常见于不整合地层并伴随有黑色页岩和超基性岩。矿体呈石英脉(细脉和网脉状)和蚀变岩型(见于破碎带和 BIF 中)。含矿石英脉(细脉和网脉状)和蚀变岩型均受剪切带和断裂所控制(图 10a), 或者产于 BIF 和超基性岩之间的剪切带中(图 10b)。

矿脉的形成与剪切带的形成及演化过程密切相关。在剪切带形成之初, 剪切带内形成少量无矿石英细脉, 随着剪切作用进一步进行, 先形成的石英细脉发生褶皱, 同时剪切带变宽, 剪切带中部的片理趋于与剪切带平行。剪切运动在剪切带中部形成一些不规则扩张空间, 成矿流体进入, 形成不规则

脉体, 同时在张性裂隙中形成水平脉。随着剪切带中石英脉的形成, 剪切带由韧性向脆性转变, 剪切作用可发生在先形成的石英脉内, 产生一些透镜状扩张空间, 成矿流体进入形成透镜状脉体, 先形成的张性脉被错开, 但又有新的张性脉形成。

关于造山型金矿的大小、几何形态等已由许多作者研究过(Colvine et al., 1988)。大部分矿床(包括大型矿床)产在中等到深部的岩石中。它要么产在由构造控制的一个或多个平坦的矿体中或产在三维排列的脉中, 要么产在陡倾斜的矿层中。一般矿体几米宽、几百米长(沿走向), 垂深大约为 1~2 km, 常见在其深部不是封闭的。矿体周围为蚀变带, 蚀变带宽度变化较大, 可以超过几百米的范围, 但总的来说蚀变比较弱, 或者是隐性的蚀变带, 只能由同位素和微量元素的变化才能鉴定出来。

3 造山型金矿的成矿流体

从矿物共生组合来看, 金矿成矿作用是在一个相对恒定的条件下发生的。矿脉有多个成矿阶段, 从早期的高温阶段到后期的低温阶段这种现象已由许多作者所阐明(卢焕章等, 1999a, 1999b)。其矿化可分为 4 个阶段: 乳白色石英黄铁矿阶段、含金石英黄铁矿阶段、含金多金属硫化物石英阶段和碳酸盐阶段。对造山型金矿成矿流体的研究着重于第二、

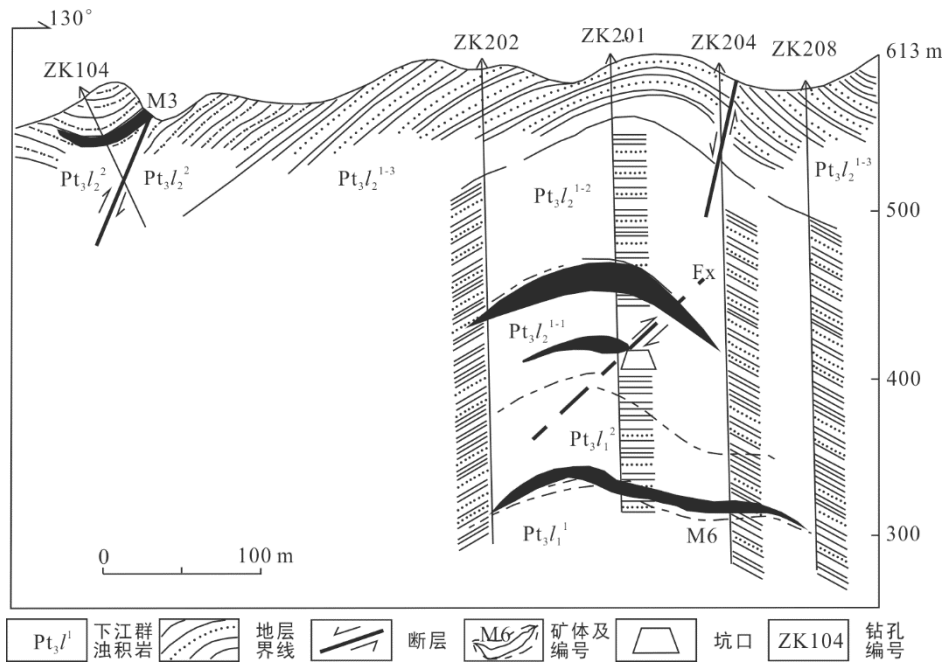


图 9 产于浊积岩中的花桥金矿地质剖面图(卢焕章等, 2012)
 Fig.9 Geological section of the turbidite hosted Huaqiao gold mine

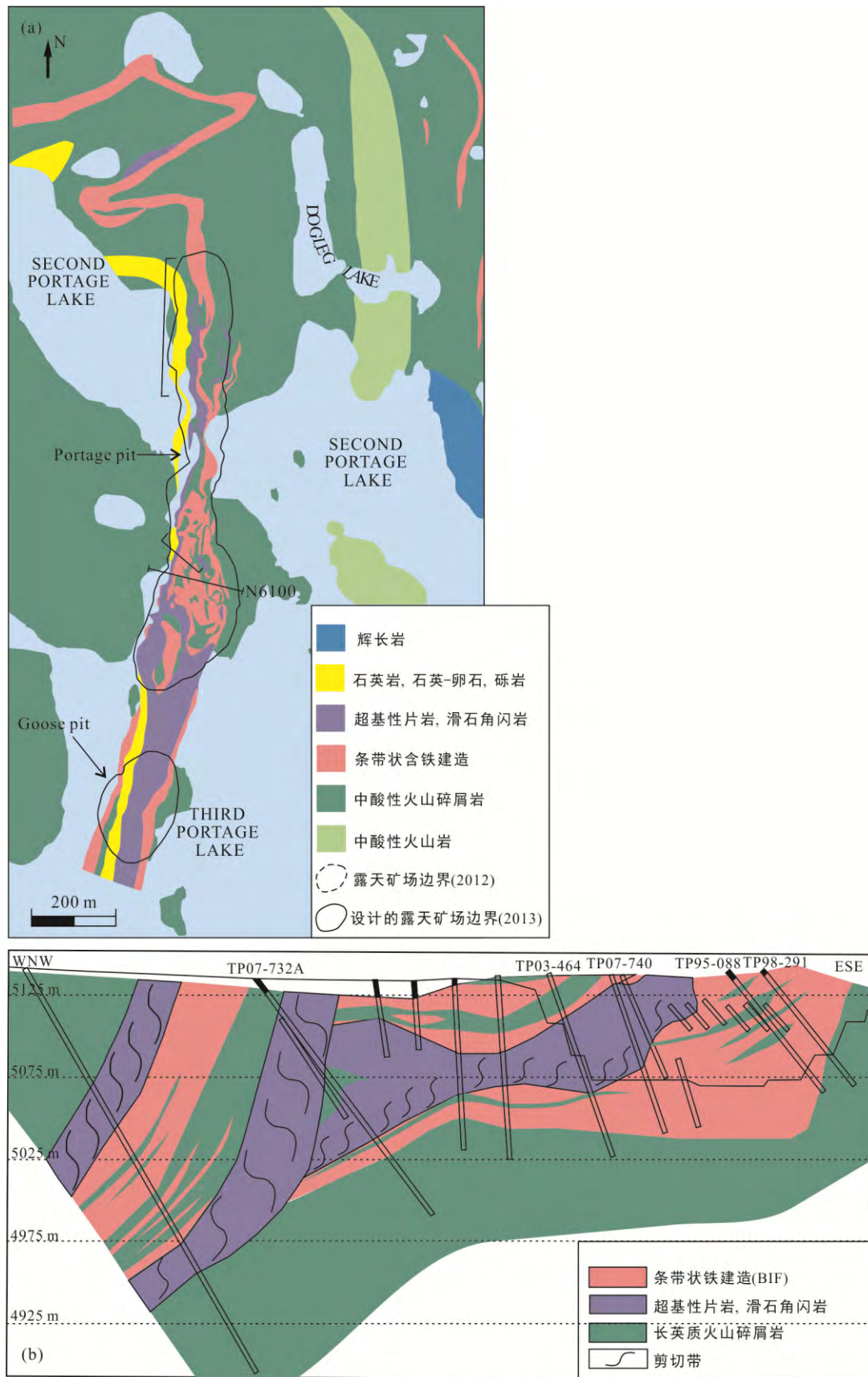


图 10 产于 BIF 中的 Meadowbank 金矿地质图(a)和 N6100 剖面图(b)(Castonguay et al., 2016)

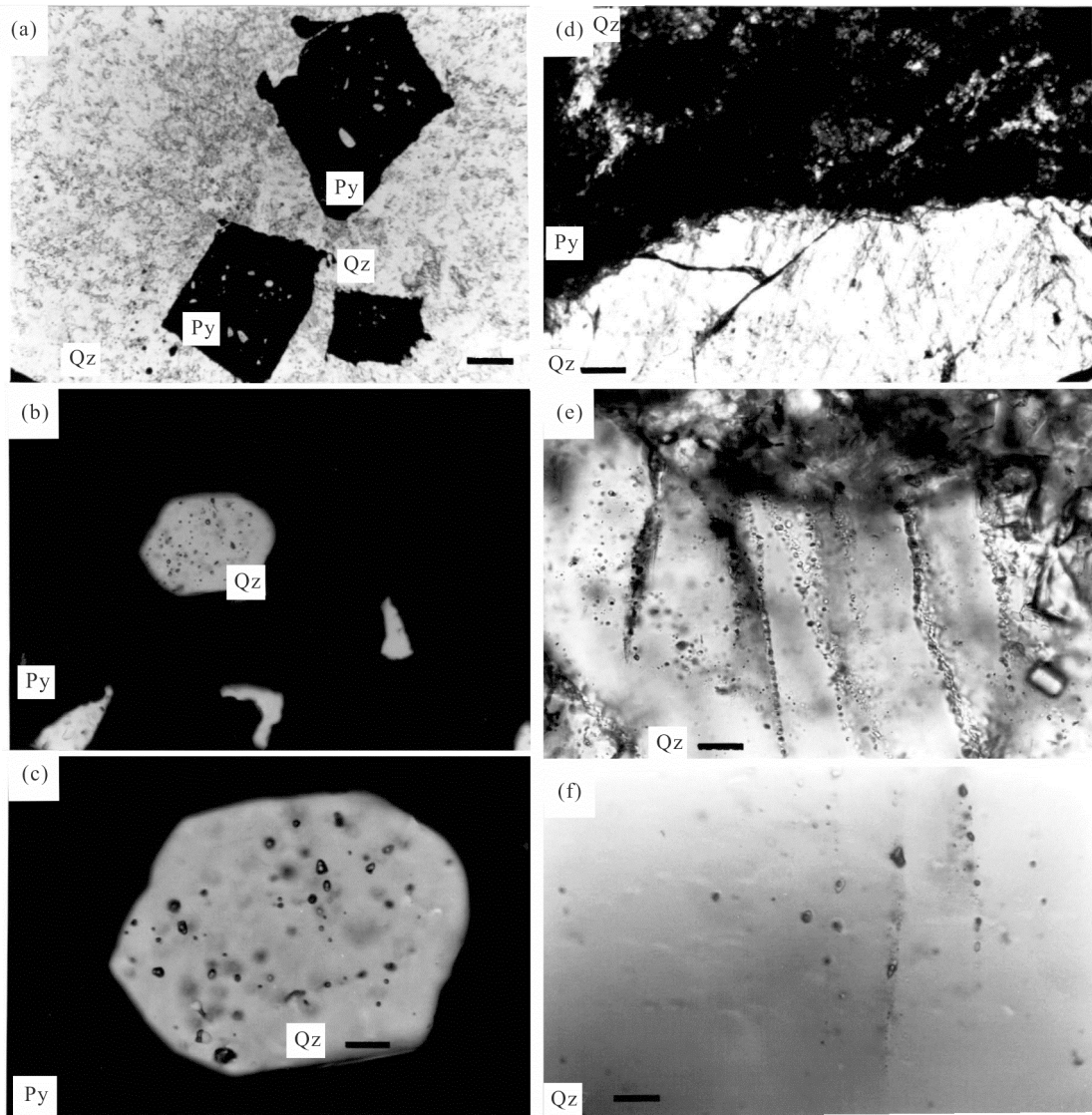
Fig.10 Geologic map of the BIF hosted Meadowbank gold deposit

三阶段。下面所列流体包裹体的类型、均一温度和盐度均来自对这两个阶段的研究结果。自然金常产于黄铁矿中,少量见于与黄铁矿共生的石英和毒砂中,所以与黄铁矿共生的石英中的流体包裹体可视为原生包裹体,它是金成矿流体的样品(图 11)。成矿流体在各个矿床之间、在成矿带和蚀变带之间存在差异。这种差异似乎是与成矿作用时的压力-温度不同有关,也与围岩的组成有关。在 200~400 °C 温度范围,石英脉主要以石英为主,石英脉的体积是整个矿体的一部分(Guha et al., 1990, 1991)。质量平衡计算表明围岩蚀变是不可逆的,常与 CO₂、K 和 S

的加入以及其他一些元素的流失有关。估计成矿时的压力和温度是 100 MPa 时为 250 °C, 700 °C 时为 600 MPa。Groves et al. (1998)认为这个温度、压力范围相当于 3~20 km 深。绝大多数造山型金矿成矿时的压力为 100~250 MPa, 温度为 300~350 °C 并且各个矿床的温度稍有变化,但只有几十度之差别(卢焕章和池国祥, 1995)。压力的下降对金成矿起到主要作用。

3.1 流体包裹体研究

山东省玲珑地区是中国最大的金矿区之一。玲珑花岗岩位于山东东部的前寒武纪地质上,其中产



(a), (b), (c) 含金石英脉中的包裹体(黑色为含金黄铁矿,白色为与含金黄铁矿共生的石英。a 到 c 是逐步放大,最后在图 c 中见到富含 CO₂ 的包裹体,这些包裹体代表形成金矿的原生包裹体); (d), (e), (f) 蚀变岩型金矿的包裹体。d 代表绢云母黄铁矿化的蚀变作用(灰黑色),它作用到早期石英中(白色),蚀变作用之流体渗入到早期石英的裂隙中。d 到 f 是逐渐放大,在图 f 沿裂隙分布的包裹体代表形成蚀变型金矿的原生包裹体。

图 11 造山型金矿原生流体包裹体的确定

Fig.11 Primary fluid inclusions in quartz vein and alteration of orogenic gold deposits

有约几十个金矿和矿化点。这个地区的基底由一套太古宙麻粒岩和斜长角闪岩组成, 有玲珑和郭家峪花岗岩产出。其南缘是走向 NE、倾向 SE 的破头青韧性剪切带。剪切带长数十千米, 宽 300~800 m, 且在其左边衍生出呈雁行状排列的次一级脆韧性构造。这些断裂与剪切带有关, 且为控矿断裂。金矿床分为东山、西山两个部分, 具有明显不同的特征。东山为受剪切带控制的网脉型或蚀变岩型, 西山则主要是产于脆-韧性剪切带中的石英大脉型(卢焕章等, 1999a)。其矿化也可分为 4 个阶段: 乳白色石英黄铁矿阶段、含金石英黄铁矿阶段、含金多金属硫化物石英阶段和碳酸盐阶段。矿石矿物为自然金及黄铁矿、黄铜矿和银金矿(卢焕章等, 1999a)。相关的蚀变主要有硅化、钾长石化、绢云母化及绿泥石化。这些蚀变都叠加在花岗质岩石的矿物组合之上。在玲珑金矿中

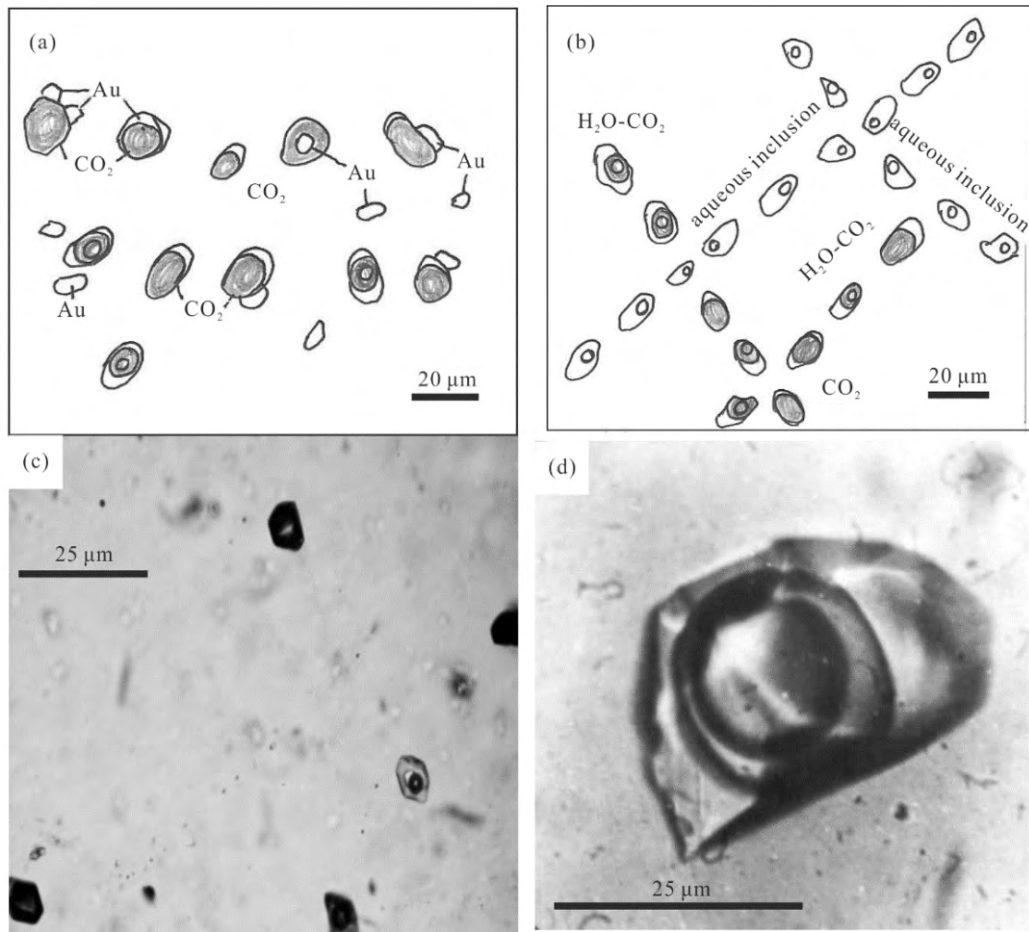
发现了 4 种类型的包裹体: 水溶液包裹体、 H_2O-CO_2 包裹体、 $CO_2-H_2O-CH_4$ 包裹体和少量富 CO_2 包裹体。其均一温度为 200~380 °C, 盐度为 4%~19% $NaCl_{eq}$, 有一定含量的 CO_2 、 CH_4 和 N_2 (卢焕章等, 1999b)。

作者对加拿大 Abitibi 绿岩带中的 Sigma、Norbeau、Hemlo、Macassa 等金矿进行了流体包裹体研究, 并与其他地区的一些绿岩带金矿床的流体包裹体资料作了对比(表 3)。发现了以下 4 类流体包裹体: H_2O-CO_2 、富 CO_2 、气液包裹体(aqueous)和含 NaCl 子矿物包裹体。这四种包裹体的分布可分为: 四种包裹体在一起分布, H_2O-CO_2 和富 CO_2 在一起分布, 气液包裹体和 H_2O-CO_2 、富 CO_2 一起分布, 气液包裹体和含 NaCl 子矿物包裹体一起分布, 富 CO_2 和自然金一起分布(图 12)。不同类型包裹体分布于不同微裂隙中, 各微裂隙可相通。

表 3 一些造山型金矿的流体包裹体特征
Table 3 Fluid inclusion data of select orogenic gold deposits

金矿床/类型	包裹体类型	均一温度(°C)	盐度(% $NaCl_{eq}$)	CO_2 密度(g/cm^3)	参考文献
Sigma/绿岩带	I, II, III, IV	285~395	<10	15~30	Olivo et al., 2006
		228~440	<10	15~20, CH_4	卢焕章和池国祥1995
Norbeau/绿岩带	I, IV, III	250~350	7~10		卢焕章等, 1995
Rede Lake/绿岩带	IV为主	190~360	4	70~80	Chi et al., 2006, 2009
Jiaodong	I, IV	250~350	6~13		Qiu et al., 2002
Donlin, Alaska/绿岩带	I, IV	250~350	20~30		Roedder, 1984
La Ronge Domain	I, IV	175~300	1.64~10.6	0.72~0.93	Hrdy et al., 1990
五龙	I, II, IV	100~390	<10		Guo, 2003
McPhees/绿岩带	I, III, IV	143~350			Baker and Seccombe, 2004
Mesoarchean	IV	200~340	1~14		Roedder, 1984
Sand King	I, II, III, IV	280~340		富 CO_2 和 CH_4	Kontak and Kyser, 2011
Ipitinga Brazil	IV	350~475		富 CO_2 、 N_2 0.89~1.07	Klein and Fuzikawa, 2010
Joe Main/绿岩带, Qc	I, II, III, IV	290~315	8~9		本文
Lac Fouture/绿岩带	I, II, III, IV	301~362	7~10		Gao, 1995
Macassa/绿岩带	I, II, III, IV	315~349	8~11		本文
Francoeur/绿岩带, Qc	I, II, III, IV	298~319	7~10		本文
Rio Itapicuru, Brazil	I, IV			主要为 CO_2 , 少量 CH_4 、 N_2	Robert et al., 2007
Haigou	IV, I		1.4~9.1	0.69~0.80	Gao et al., 2015
McIntyre-Holinger/绿岩带	IV, I	220~385		0.46~0.78	卢焕章, 1991
Holinger/绿岩带	IV, I	225~355	1~4	0.65	卢焕章, 1991
O'Brien/绿岩带	IV	210~380			卢焕章, 1991
Yilgarn金矿区/绿岩带	I, IV	200~390	<2	20~30	Ho et al., 1990
玲珑	IV, I	200~380	4~9	富 CO_2 和 CH_4	卢焕章等, 1999b
花桥/浊积岩型	I, IV	190~310	<5		Keita, 2007; 卢焕章等, 2012
平秋/浊积岩型	I, IV	201~315	<5	富 CO_2 和 CH_4	本文

注: I. 气液包裹体; II. 气体包裹体; III. 含 NaCl 子矿物包裹体; IV. 富 CO_2 和 H_2O-CO_2 包裹体。



(a) 富 CO_2 和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体常见与自然金一起分布; (b) 气液包裹体、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体和富 CO_2 包裹体常呈串分布, 表明其发生了不混溶作用; (c) 富 CO_2 包裹体和少量含 NaCl 子矿物包裹体共存; (d) 金矿中最常见的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体。

图 12 造山型金矿的流体包裹体类型

Fig.12 Types and distribution of fluid inclusions in orogenic gold deposits

对太古宙一些金矿的金成矿阶段的包裹体研究表明, 含金的成矿流体为低盐度 10% NaCl_{eqv} , 均一温度为 $200\sim 400$, CO_2 含量为中等, 并含有一定量 CH_4 , 压力为 $>100\sim 400$ MPa。这四类包裹体的均一温度相近, 但盐度和 CO_2 含量相差甚大, 表明发生了相分离。用质谱仪对这种同一世代的包裹体进行分析, 证明的确存在相分离, 即从原始的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 流体, 由于压力降低而发生相分离, 形成 CO_2 和 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 流体, 金就是在这种相分离的过程中沉淀出来的(Guha et al., 1990, 1991)。

浊积岩型金矿是指赋存于浊积岩中受背斜和剪切带、断层控制的, 大多数为平行层理的含金石英脉矿床(图 9), 中国黔东南是浊积岩型金矿的产地之一。石英脉中可见自然明金, 蚀变可见碳酸盐化、黄铁矿化和毒砂化。我们对石英中的流体包裹体进行了研究, 同样发现了 4 种类型的包裹体: 两相的水

溶液包裹体、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体、 CO_2 包裹体和少量含 NaCl 子晶的包裹体。其均一温度为 $190\sim 315$ 。 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体和 CO_2 包裹体的 T_{m,CO_2} 为 $-56\sim -61$, 说明该包裹体中除 CO_2 之外还有其他气体存在。对其中的 CO_2 包裹体进行激光拉曼光谱分析, 发现其成分主要为 CO_2 , 见少量 CH_4 和 N_2 (图 13)。相比于其他类型的金矿, 造山型金矿的成矿流体是非常特别的。它的成矿流体和金的来源是至今尚未解决的问题, 所有年代的造山型金矿成矿流体的成分均为低盐度的水溶液和富 CO_2 的流体。在世界范围内, 造山型金矿成矿流体的成分与同位素化学几乎是一样的。但从许多矿床的资料表明, 原始成矿流体与围岩相互作用并达到了平衡, 大部分造山型金矿的成矿流体是富水和富 CO_2 的流体, 只有少部分金矿仅见富水流体, 还有几个矿床中只见到 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体和富 CO_2 包裹体(表 3 和 4), 但在同一矿床中成矿

流体的成分又随空间和时间而变化, 成矿流体是在迁移途径中和库区的围岩相互作用的结果。所以根据质量平衡形成造山型金矿(Au 沉淀时)的成矿流体并不一定代表(或反映)源区流体的特征, 而是反映了在长途迁移之后, 或者是流体与围岩相混的结果。Hodgson (1989)认为造山型金矿的成矿流体与其他金矿是不一样的, 它是一种富含 CO₂ 的低盐度流体, 而且其盐度和温度的范围很窄, 不管这种金矿是产于太古宙, 元古宙或显生宙, 都与围岩的类型无关。这种流体成分的一致性, 说明它们可能来自相同, 或者是经过许多临界阶段而产生出来的热液流体(卢焕章, 1991; 卢焕章和池国祥, 1995; McCuaig and Kerrich, 1998)。Groves et al. (1998)进一步认为造山带金矿成矿流体成分可作为区分造山型金矿和其

他类型金矿的依据。Ho et al. (1990)对西澳大利亚 Yilgarn Block 地区许多太古宙金矿床进行了包裹体研究, 表明也存在上述三种类型的包裹体, 即水溶液包裹体、富 CO₂ 和 H₂O-CO₂ 包裹体, 盐度小于 10%, 均一温度为 200~400 (大部分在 250~350)。由于含有一定量的 CH₄, 故认为流体处于相对还原状态。富 CO₂ 和水溶液流体是原始的 NaCl-H₂O-CO₂ 流体经相分离产生的。图 14 显示造山型金矿、斑岩 Cu-Au 矿和浅成热液金矿成矿流体的成分是不相同的。

3.2 稳定同位素特征

许多人作过造山型金矿的稳定同位素研究(Ridley and Diamond, 2000; 杨贵才等, 2007; Klein and Fuzikawa, 2010。图 15、16)。Klein and Fuzikawa(2010)研究了巴西北部 Cachoeira 造山型金矿的 O、H、C、S 同位素, 测得成矿流体的 δ¹⁸O_{H₂O} (SMOW)为 6.2‰~12.4‰、5.9‰~11.0‰、5.0‰~9.0‰, δD_{H₂O} (PDB)为-22‰, δ¹³C 为-9.5~-12.7‰, δ³⁴S(CDT) 为 0.7‰~5.5‰, T=272~383 °C。蚀变矿物的 O、H、C 和 S 同位素值表明是一个均匀的流体, 可能是变质流体与地幔导出的岩浆流体混合的结果。C、S 同位素结果表明成矿流体是处于还原硫的环境, 由于压力和温度下降造成相分离和金的沉淀。杨贵才等(2007)对阳山金矿的 O 同位素

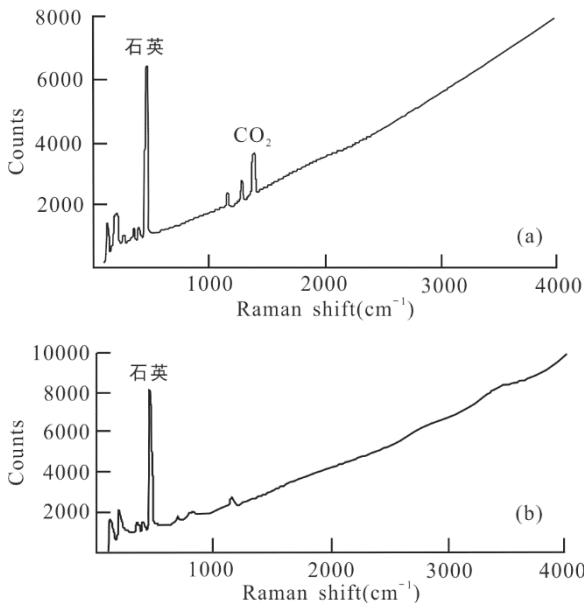
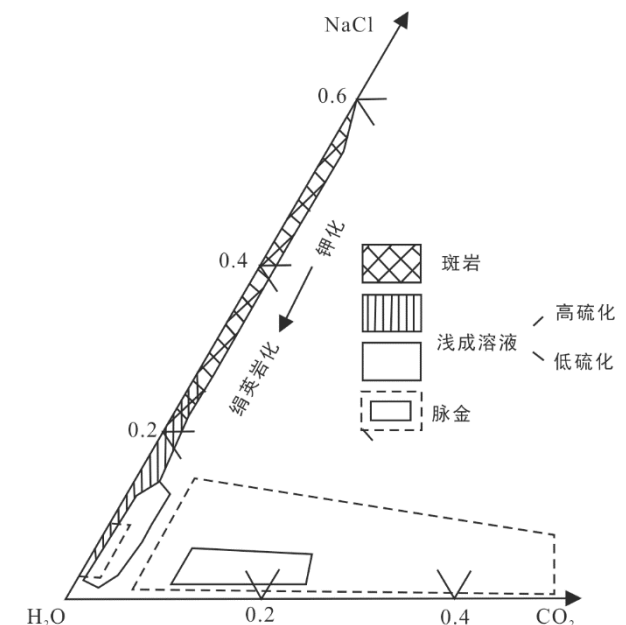


图 13 浊积岩金矿 CO₂ 和水溶液包裹体的激光拉曼光谱图(卢焕章等, 2006)

Fig.13 Raman spectra of CO₂ and aqueous inclusions of a turbidite hosted gold deposit

表 4 金矿床中的包裹体类型(Ridley and Diamond, 2000)
Table 4 Distribution of fluid inclusion types in gold deposits

流体包裹体类型	有这类包裹体的金矿床数	占比(%)
(H ₂ O-CO ₂)	43	45.7
(H ₂ O-CO ₂)+CO ₂	22	23.4
(H ₂ O-CO ₂)+CO ₂ +I	11	11.7
(H ₂ O-CO ₂)+aq	10	10.6
(H ₂ O-CO ₂)+aq+III	1	1.1
I	4	4.3
CO ₂	3	3.2
合计	94	100



最近的研究表明, 好几个造山型金矿中只见到富 CO₂ 包裹体, 所以上图的 CO₂ 轴应延至近 100% CO₂。

图 14 造山型金矿、斑岩 Cu-Au 矿和浅成热液金矿的流体成分(Ridley and Diamond, 2000)

Fig.14 Ore forming fluid compositions of orogenic, porphyry and epithermal gold deposits

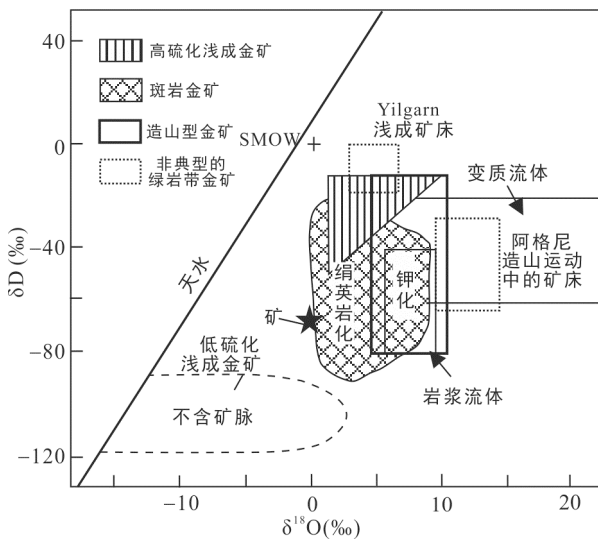


图 15 造山型金矿流体的 H、O 同位素(Ridley and Diamond, 2000)

Fig.15 H and O isotopes of ore-forming fluids of orogenic gold deposits

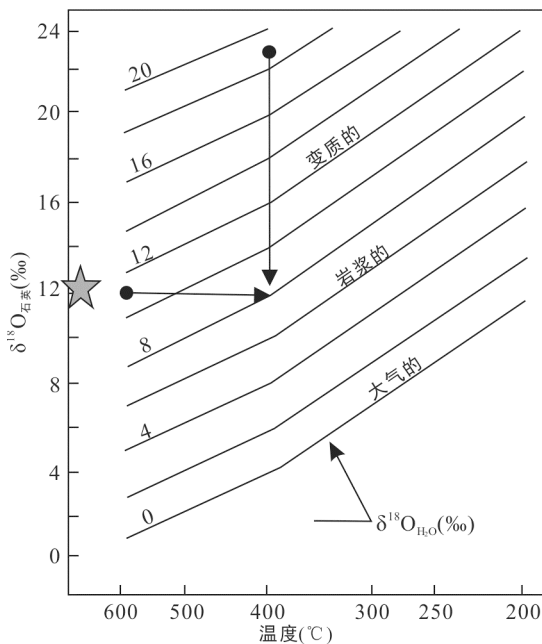


图 16 造山型金矿 O 同位素与温度之关系(示造山型金矿成矿流体介于岩浆热液和变质流体之间(400 °C, Beaudoin et al., 2011)

Fig.16 Relation between oxygen isotope and temperature

研究测得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=8.0\text{‰}\sim 10.1\text{‰}$, 表明成矿流体是一种混合源, 是以岩浆热液为主, 有一部分大气降水和变质热液参与。马里 Loulo 造山金矿的流体包裹体和 O、C 同位素研究表明, 流体包裹体为 $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4$ 和 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 两种, 均一温度为 $270\sim 340\text{ }^\circ\text{C}$, 压力为 $140\sim 180\text{ MPa}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $8.8\text{‰}\sim 10.7\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-14.4\text{‰}\sim -4.5\text{‰}$, 认为成矿流体是岩浆热液和变

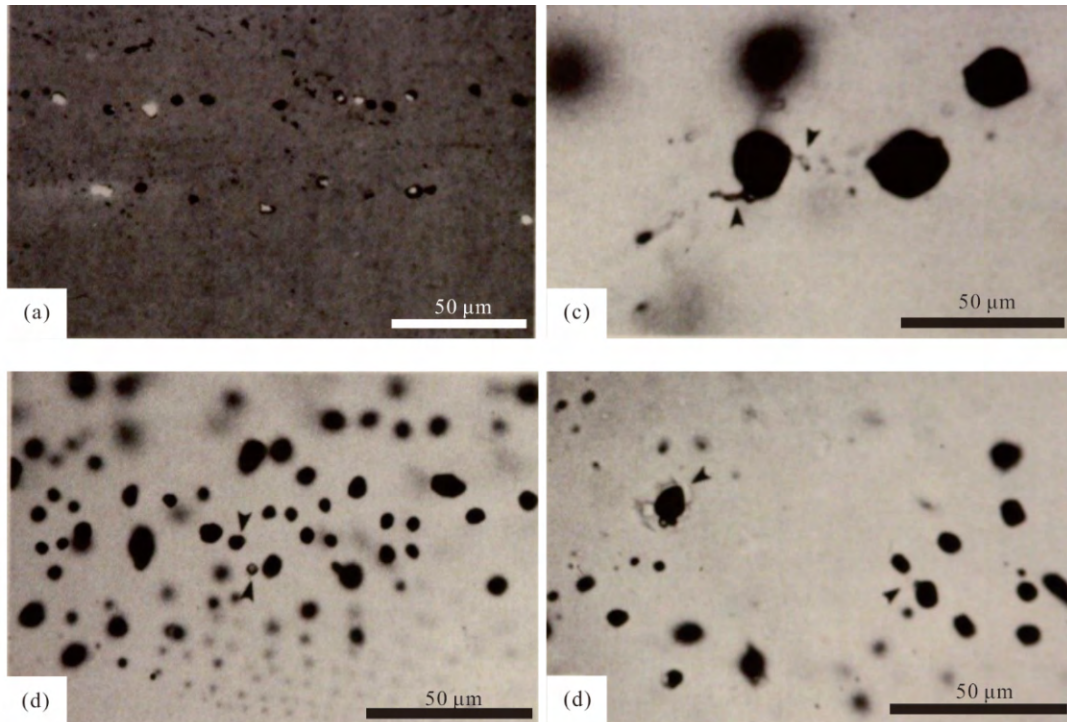
质流体的混合(Robert et al., 2007)。图 15 说明造山型金矿的 H、O 同位素落在变质流体和部分岩浆流体的范围内。总体来说, 造山型金矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $2\text{‰}\sim 14\text{‰}$ 。

4 CO_2 流体和金矿化

CO_2 流体和金的关系已有很多研究(Naden and Shepherd, 1989; Phillips and Evans, 2004; 卢焕章, 2008; Kokh et al., 2017)。在全球的各类金矿床中, 包括石英脉型、网脉型以及蚀变岩型金矿床中均见到 $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ 和富 CO_2 的流体包裹体(图 11、12、13 和 17)。在金矿的围岩蚀变中见到碳酸盐化(常见铁白云石化)、绢云母化、黄铁矿化和硅化(图 18), 说明 Au 的成矿流体中有 CO_2 和硫等这些组分存在。

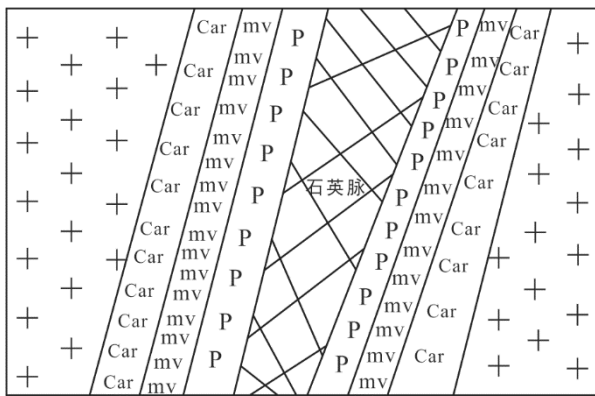
虽然 CO_2 是与成矿作用有关的地质流体的主要成分, 但其在成矿流体搬运和沉淀中的作用仍不清楚。Kokh et al. (2017) 实验研究了在热液条件下, Fe、Cu、Zn、Au、Mo、Pt 和 Sn 这些金属元素的溶解度与 CO_2 的关系。实验在 $350\sim 450\text{ }^\circ\text{C}$, $60\sim 75\text{ MPa}$ 的条件下, 用 Fe 硫化物、氧化物和碱性铝硅酸盐作为缓冲剂。结果表明, 流体中的 CO_2 含量从 0 增加到 50% 时, Si、Au、Mo、Pt 和 Cu 的溶解度要么下降, 要么不变; 只有 Fe、Zn、Sn 随 CO_2 的增加而增加。在超临界的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-S}$ -盐的流体中, 特别在变质金矿中, 当这种流体与黄铁矿、黄铜矿处于平衡的条件下, 当 CO_2 含量从 0 增加到 70% 时, Cu/Fe 的比值下降 2 个数量级。这是因为 CO_2 的存在, 流体的电解常数降低。在这种情况下, 中性的络合物(FeCl_2^0) 要比带电的络合物(CuCl_2^-) 更加稳定。金的搬运在 CO_2 存在时并不好, 只有在富 S 的流体 ($>5\%$), Au 的络合物为 $\text{Au}(\text{HS})^{2-}$ 和 $\text{Au}(\text{HS})\text{S}^{3-}$ 时方能搬运。

涂光炽先生对 CO_2 和金矿形成的关系十分重视, 2006 年他在南昌举行的全国矿床会议上指出, CO_2 与金矿化有密切关系。先生嘱我收集金矿中 CO_2 包裹体的照片和资料, 2007 年 3 月涂先生住院时还带了这部分资料, 准备撰写论文。本文图 12d 的 $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ 包裹体就是当时我给先生的资料之一(中国科学院地球化学研究所和中国科学院广州地球化学研究所, 2010)。金矿床流体包裹体有以下特点: (1) 在金矿的成矿阶段常见四种类型的包裹体即: 水溶液包裹体、 $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ 包裹体、富 CO_2 的流体包裹体和少量含 NaCl 子矿物的流体包裹体, 以前三种为主。这四类包裹体可以



(a) 反光镜下, 两行自然金(白色)和黑色富 CO₂包裹体的平行分布; (b) 黑色 CO₂包裹体和自然金(箭头所指)之关系; (c) CO₂包裹体和自然金(箭头所指)一起分布; (d) CO₂包裹体边上的自然金。

图 17 自然金与 CO₂包裹体之关系 (Robert and Kelly, 1987)
Fig.17 Relationship between natural gold and CO₂-rich inclusions



Car. 碳酸盐化; mv. 绢云母化; P. 黄铁矿化。

图 18 造山型金矿常见围岩蚀变类型(从石英脉向外依次为黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化)

Fig.18 General alteration pattern of the orogenic gold deposits

在一起分布, 也见水溶液包裹体和富 CO₂ 的流体包裹体分开分布, 常单独成行分布, 显示了成矿流体的相分离。(2)CO₂ 流体包裹体与自然金的关系, 可以见到自然金与富 CO₂ 的流体包裹体分布在同一行内, 或者自然金与 CO₂ 流体包裹体产在一起, 或者自然金分布于 CO₂ 流体包裹体中。说明金与 CO₂ 是同时搬运和沉淀的(图 11、17)。(3)对金矿中流体包

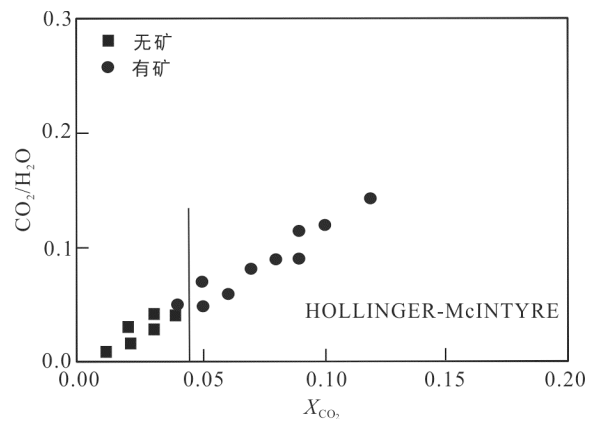
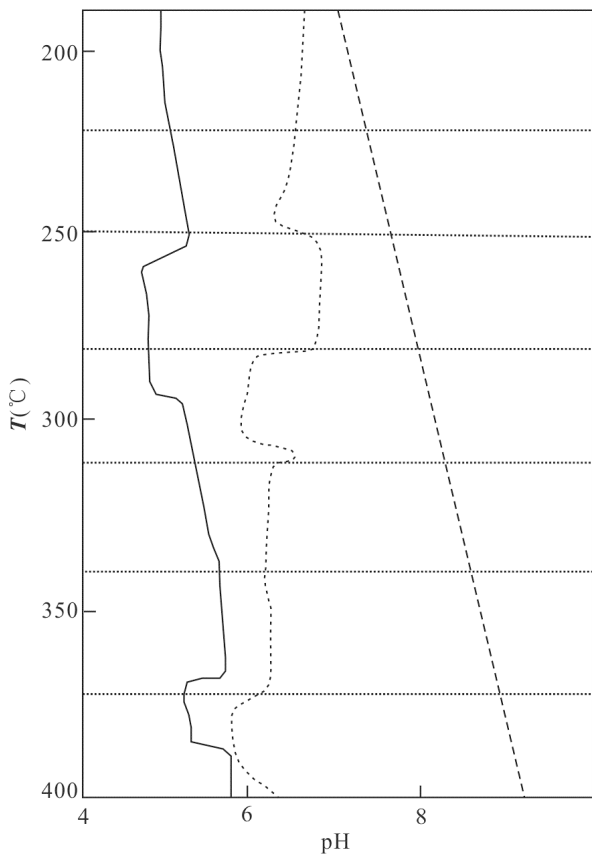


图 19 Hollinger-McIntyre 绿岩带石英脉金矿 CO₂ 含量与矿化关系 (Guha et al., 1990, 1991)

Fig.19 Relationship between CO₂ in fluid inclusions and gold mineralization

裹体的成分分析表明, 除 Au、H₂O 和 CO₂ 是流体的主要成分外, 还有少量的 CH₄、H₂S 和 N₂ 等(图 17、18)。(4)对 H₂S 和 H₂CO₃ 的相图研究表明, Au 在 CO₂ 流体中的溶解度很小, Au 的络合物可能是 AuHS⁻ 或 AuH₂S, 这种络合物只在 CO₂ 作为缓冲剂的热液中溶解度才最大, 这样的热液就是 Au 的成矿流体(图 17、19、20、21)。这种流体在上升过程中与围岩发



图中实线为 $X_{\text{CO}_2}=0.10$ 的 CO_2 流体, 随着温度的下降(400 °C 到 200 °C), 其 pH 值也下降, 趋于酸性。对于贫 CO_2 的流体(图中的点线), pH 值随温度的变化不大。而 H_2CO_3 (虚线)与富 CO_2 的流体两者随温度和 pH 值的变化趋势是一致的。

图 20 贫和富 CO_2 流体的 T-pH 图(Phillips and Evans, 2004)

Fig.20 T-pH diagram of CO_2 poor and rich fluids

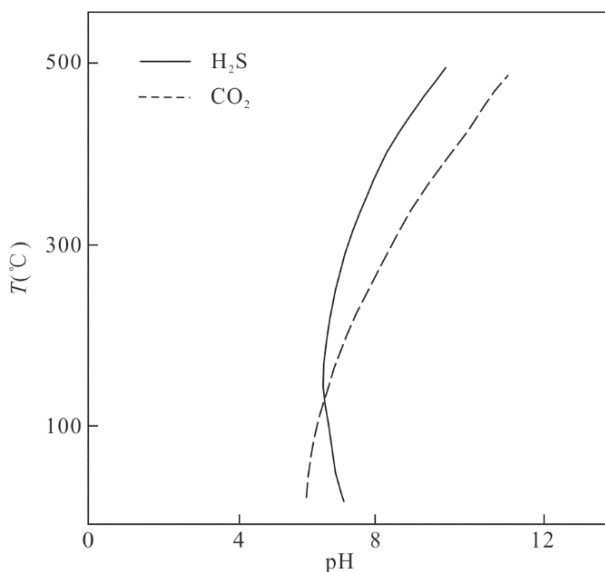


图 21 CO_2 、 H_2S 与 T-pH 之关系(Phillips and Evans, 2004)

Fig.21 T-pH diagram of H_2S and CO_2 fluids

生交代作用形成蚀变, 并且流体发生了相分离, 分出了相对富含 CO_2 和 H_2O 的流体, Au 在这种相分离过程中与 CO_2 一起沉淀下来, 形成金矿。

图 19 系加拿大 Hollinger-MeIntyre 金矿矿石和无矿岩石中包裹体中 CO_2 的质谱分析结果(卢焕章, 2008)。用 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 和 X_{CO_2} (即 CO_2 在包裹体流体中的克分子含量)为坐标作图。从图 19 可以看出, 当 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值大于 0.05 或 X_{CO_2} 值大于 0.04 时, 就可能含矿。这种比值一方面指出了 CO_2 在成矿流体中的浓度相对要高, 另一方面也许可以作为一种寻找金矿的标志。

关于 CO_2 、 H_2S 与 Au 的关系(Naden and Shepherd, 1989; Phillips and Evans, 2004), 从围岩蚀变中我们得到一些启示: 一是最外边的常是碳酸盐化, 特别是铁白云石化, 因而流体和围岩蚀变中肯定有 CO_2 等碳酸盐成分, 尤其在成矿流体中, 这样才可能形成碳酸盐化。其次从黄铁矿化中, 见到 Fe 和 S 的存在; 在绢云母化中, 有 K 和 Na 的存在。绢云母化和黄铁矿化的存在表明成矿流体呈酸性, 并且有 S 存在。世界上很多金矿均与富 CO_2 流体和硫化物相关, 已知在 CO_2 和 Au 之间的化学键是很弱的, Au 基本上不溶于 CO_2 , 而 H_2S 和 Au 之间的化学键相对较强, 能形成 AuHS^- 或 AuHS_2^- 络合物, 因此 CO_2 及其他碳酸盐化合物作为络合物在 Au 的搬运过程中的作用是有限的, 但是 CO_2 的另一个作用却不能忽视, 那就是 CO_2 是一种弱酸, 它可能影响成矿流体的 pH 值, 可能对成矿流体的 pH 值起到了缓冲调节的作用。因为在一定的 pH 范围内, Au 可以与 H_2S (或 HS^-)形成络合物, 从而使 Au 在成矿流体中的浓度相对较高, 或者说成为 Au 的成矿流体。关于 H_2S 与 CO_2 流体在 Au 的成矿作用中的关系:

$\text{Au(s)} + \text{H}_2\text{S(aq)} + \text{HS}^-(\text{aq}) = \text{AuHS}_2^- + \frac{1}{2}\text{H}_2(\text{aq})$, 这里 s 表示固体, aq 表示水溶液。

这个化学式的稳定常数为:

$K_1 = [\text{Au}(\text{HS})_2^-(\text{H}_2)]^{0.5} / ([\text{H}_2\text{S}][\text{HS}^-])$, 也就是说 Au 在这种流体的最大溶解度是当 H_2S 和 HS^- 值最大时, 或者 $\text{H}_2\text{S} = \text{HS}^- = 1$ 时。

$\text{H}_2\text{S} = \text{HS}^- + \text{H}^+$

$K_1[\text{H}_2\text{S}] = [\text{H}^+][\text{HS}^-]/[\text{H}_2\text{S}]$

当 $[\text{H}_2\text{S}] = [\text{HS}^-]$ 时

$K_1[\text{H}_2\text{S}] = [\text{H}^+]$

则 $K_1\text{H}_2\text{S} = \text{pH}$

对于 H_2CO_3 , 存在 $\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$, 其平衡常数的原理同上。

在给定的 H 活度时, 流体中 $\text{Au}(\text{HS}_2)$ 的含量与 H_2S 和 HS^- 的含量成正比, 即 $\text{Au}(\text{HS}_2)$ 在流体中的含量与 pH 有关。

Phillips and Evans (2004) 用一个地球化学模式程序(Hch)来计算 K-Fe-Mg-Ca-Al-Si-C-H-Au-S-O 体系中的参数, 并作出(在 $P=200$ MPa 时)这个体系的 pH-T、K-pH、Au-T 等关系图。为什么要利用 K-Fe-Mg-Ca-Al-Si-C-H-Au-S-O 体系? 因为在金矿的蚀变作用中主要是石英、钾长石、白云母等矿物(图 18)。Au 的成矿流体中有 CO_2 、 H_2O 和 H_2S 等, 并且大多数金矿是在高于 200°C 的温度下形成的。图 20 展示了 pH、T、 H_2S 和 CO_2 之间的关系, 显示 H_2S 和 CO_2 在不同的 pH、T 之间的性质和行为是十分相近的。

对于 CO_2 来说, 存在 $\text{H}_2\text{CO}_3=\text{HCO}_3^-+\text{H}^+$, 它的作用与 H_2S 的作用十分相似, T-pH 图表明 H_2S 和 H_2CO_3 是十分相似的, 图中所列温度为地质条件温度。最大的 Au 溶解度是沿着 H_2S 线。体系中的 HCO_3^- 浓度作为缓冲剂存在(图 20、21), 富 CO_2 流体中硫的含量变化较小, 而对 pH 很敏感, 由于 CO_2 对流体的缓冲, 使得 HS 变成常数。对于贫 CO_2 流体, S 的含量随温度升高而降低, 最高含量为 20 mmol/L , 最低为 0.01 mmol/L 。从 Au 的成矿流体成分来看, 存在一个像 H_2S 那样控制流体 pH 成分的 CO_2 流体, 而且 CO_2 的含量在 Au 的成矿流体中比 H_2S 含量更高。但 H_2S 的存在是成矿流体所必须的, 因为它一方面也调节 pH, 并且形成 AuH_2S 络合物, 同时也为矿床中的硫化物(黄铁矿、毒砂等)提供硫源。一般认为黄铁矿中 S 和 Fe 来自流体和围岩。 CO_2 作为缓冲剂存在于成矿流体中, CO_2 的存在使得 Au 在成矿流体中的浓度更高。作为 pH 缓冲剂需要具备两个基本条件: 一是常见的成分, 二是要具有弱酸性。而 H_2CO_3 是一种弱酸, 并且在 Au 的成矿流体中含量丰富。这在金矿的碳酸盐化蚀变, 以及金矿中主要为 CO_2 流体包裹体而得到证明。据估计各种碳的化合物(主要为 CO_2), 其浓度为 $200000\times 10^{-6}\sim 300000\times 10^{-6}$, 因为在 Au 的成矿流体中它是一种常见组分, 其对 pH 的缓冲作用基于下列反应: $\text{H}_2\text{CO}_3=\text{HCO}_3^-+\text{H}^+$, 在地质温度的条件下, H_2CO_3 的溶解常数与 H_2S 的溶解常数是十分相近的。

5 讨 论

关于造山型金矿的成因已有许多文章作了探讨。归纳起来有: 岩浆热液成因、变质流体成因、原始成矿流体的相分离、地幔去气成因和流体与岩

石的相互作用等。造山型金矿成矿流体的来源是尚未解决的问题, 其资料主要是来自流体包裹体所得出的数据。关于造山型金矿成矿流体的来源模式有以下几种:

(1) 长英质岩浆的去挥发分作用。这个模式是基于野外证据、碳稳定同位素以及矿床中与长英质岩石中元素的相似性。长英质岩浆中的流体通过二次沸腾 Au 富集在岩浆的流体中, 这是由于岩浆结晶过程中不相容元素的作用。流体-岩石相互作用是导致 Au 沉淀的主要因素。这类岩浆岩有好几种, 例如太古宙英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩岩浆以及氧化的碱性花岗岩等; 有时金矿与含钨锡的花岗岩有关。有学者认为金的成矿流体源自含金的橄榄玄粗岩浆以及煌斑岩岩浆, 并与地壳的岩石进行了相互作用。实际上煌斑岩并不是富含 Au 的岩石, 橄榄玄粗岩-煌斑岩浆与金矿在时间和空间并不一一相关。

(2) 地幔流体是一种富含 CO_2 的流体, 但在下地壳进入麻粒岩相变质作用时发生了一些改变。研究麻粒岩相地块表明, CO_2 造成了麻粒岩相变质作用, 同时发生了亲石元素的亏损。

(3) 地下水、天水, 这种水可在地壳深部循环。这主要根据流体包裹体中 H 同位素的结果。也有人认为 H 同位素的资料可能并不反映成矿流体, 而可能反映了后期的流体特征。

(4) 进变质作用中的挥发分作用。有人认为成矿流体是含水和碳酸盐矿物在前进变质作用中被破坏, 并释放出来的流体。但从剪切带和其他构造中蚀变岩石的体积太小而不够支持矿床中的含金量, 认为金要么从去水作用的岩石中淋滤出来, 要么从附近通道的围岩中释放出来。大多数假设是流体从基性岩石或基性岩石中从绿片岩相到角闪石相的转换中释放出来的。在质量平衡计算中我们认为需要数十立方公里的岩石才能释放形成一个矿床的黄金, 当温度下降时, 金和其他金属会集中于流体相并形成成矿流体。变质作用和长英质岩浆释放出挥发分是成矿流体的主要来源。图 22 是造山型金矿形成的热液系统示意图(Goldfarb et al., 2016)。流体从源岩(几十公里深处)出来沿着通道流动到沉淀的地区, 在迁移过程中发生了流体与围岩的相互作用, 导致金的沉淀。这时流体通过与围岩的相互作用产生蚀变, 并在围岩中形成一条很窄的蚀变带, 这可能说明两者成分相差不大, 或者是成矿流体的能量有限。而金在石英脉中是随着压力和温度的下

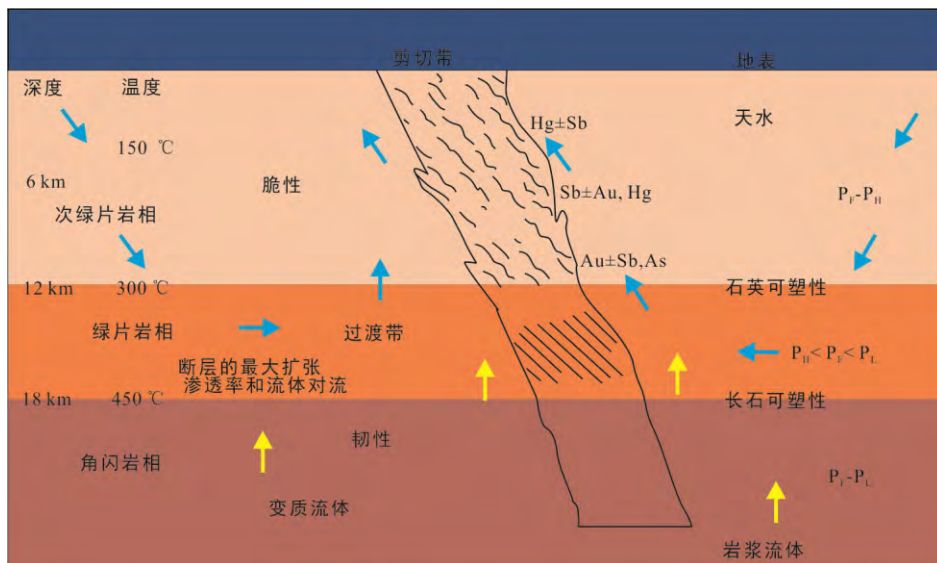


图 22 造山型金矿的形成与变质流体、岩浆流体、地下水和大气降水以及与剪切带形成温度、压力(深度)的关系 (Goldfarb et al., 2016)

Fig.22 Relationship between orogenic gold deposits and metamorphic, magmatic and meteoric fluids as well as the shear zone, temperature, and pressure(depth)

降而沉淀下来。在蚀变过程中,元素 K 的加入几乎是所有矿床的共同特征。这种效应是流体中含 K 和含 Na 矿物之间的平衡。这种带状分布表明很强的、有通道的流体流动特征,但这种流动模式局限在石英脉的构造模式中。在流体向外扩散时发生化学作用产生围岩蚀变。

6 结 论

(1) 造山型金矿与板块构造密切相关,造山型金矿分布在造山运动的增生楔(增生地块)和陆壳,属于压缩或者转换挤压的构造环境。这种金矿从地表到大约地下 25 km 深处,基本连续分布。造山型金矿床的时空分布与超大陆拼合过程有关。在碰撞和增生环境中均可形成造山型金矿。

(2) 造山型金矿可分为绿岩带型、浊积岩型和赋存于 BIF 中的金矿三种。从矿区构造来说,绿岩带金矿和赋存于 BIF 中的金矿主要受深大断裂和剪切带所控制,浊积岩型则受浊积岩地层和褶皱所控制。

(3) 造山型金矿的成矿流体是一种低盐度富 CO_2 流体。流体包裹体可分为 4 种: $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$; 富 CO_2 ; 盐水溶液包裹体和少量含 NaCl 子矿物的包裹体。以 CO_2 包裹体为主。其均一温度为 200~400 °C, 盐度 <10% NaCl_{eqv} , CO_2 达 15%~60%。富 CO_2 包裹体常与自然金共存。包裹体岩相学特征和成分分析表明存在相分离或不混溶现象,即 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 流体经相分离分成 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 两种流体, Au 在

流体压力骤降,相分离时沉淀下来。

(4) CO_2 是地球上各种类型金矿成矿流体组成的一部分,并且是主要组分。围岩的碳酸盐蚀变以及单个流体包裹体激光拉曼光谱分析结果,均证明在成矿流体中含有大量 CO_2 , 大部分研究者认为 CO_2 来自地幔和岩浆岩。

(5) 金矿的 O、H、S、C 稳定同位素研究表明,金的成矿流体主要有两种来源:岩浆热液和变质热液,有时有大气降水(图 22)。成矿流体可能是这二者,或者三者之混合。Au 和 S 最有可能来自沉积地层内。

(6) 金在成矿流体中的络合物应为 AuHS^- 或 AuH_2S 。虽然成矿流体中有丰富的 CO_2 , 但 Au 在 CO_2 流体中的溶解度很低。当成矿流体中有丰富的 CO_2 时, Au 在 H_2S 中的溶解度增大。Au 的成矿流体中除了 CO_2 , 还有 H_2O 、 CH_4 等。流体包裹体研究表明,这是一个属于 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系的流体,成矿过程中发生了相分离,即把 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体分离成 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 和 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 两种流体。Au 的沉淀即在这种相分离的过程中发生。 CO_2 在 Au 的成矿流体中的作用,可能是作为一种 pH 值的缓冲剂,因为在弱酸的 pH 条件下,络合物 AuH_2S 在流体中的溶解度最高。从某种意义上来说, CO_2 的含量可以作为金矿勘探的标志。

致谢:中国科学院广州地球化学研究所赵振华研究员、北京科技大学徐九华教授的评审和建设性意见使文章增益很多;胡瑞忠、吴学益、陈文一、郭迪

江、Keita M、周永章、李院生、魏家秀、高三玫、许志斌、李增胜、陈娜娜、方根保、陈晓枫、何瑞芳、袁万春、张国平、龙洪波等参加了研究工作, 单强副研究员清绘了图件。特此说明和致谢!

参考文献(References):

- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 33(6): 1181-1193.
- 卢焕章. 1991. 从包裹体研究探索太古代一些金矿的成矿机理. 矿物学报, 11(4): 289-297.
- 卢焕章. 2008. CO₂流体与金矿化: 流体包裹体的证据. 地球化学, 37(4): 321-328.
- 卢焕章, Archambault G, 李院生, 魏家秀, 陈娜娜, 张国平, 袁万春, 陈晓枫, 龙洪波. 1999a. 山东玲珑-焦家地区形变类型与金矿的关系. 地质学报, 73(2): 174-188.
- 卢焕章, 池国祥. 1995. 剪切带中流体地球化学特征及其找矿意义. 桂林工学院学报, 15(1): 9-22.
- 卢焕章, 池国祥, 王中刚. 1995. 典型金属矿床的成因及其构造环境. 北京: 地质出版社: 275.
- 卢焕章, Guha J, 方根保. 1999b. 山东玲珑金矿的成矿流体特征. 地球化学, (5): 240-245.
- 卢焕章, 王中刚, 陈文一, 吴学益, 朱笑青, 胡瑞忠. 2005. 贵州东南部的地质构造与金矿的关系. 地质学报, 79(1): 99-105.
- 卢焕章, 王中刚, 吴学益, 朱笑青, 陈文一, 胡瑞忠. 2006. 贵州东南部浊积岩型金矿的地质特征和成因. 矿床地质, 25(4): 369-387.
- 卢焕章, 王中刚, 吴学益, 朱笑青, 陈文一, 罗献林, 胡瑞忠. 2012. 浊积岩型金矿地质. 北京: 科学出版社: 202.
- 涂光炽. 1987. 中国层控矿床地球化学(3). 北京: 科学出版社.
- 涂光炽, 李朝阳. 2006. 浅议比较矿床学. 地球化学, 35(1): 1-5.
- 杨贵才, 齐金忠, 董华芳, 郭俊华, 李志宏. 2007. 甘肃省文县阳山金矿床地质及同位素特征. 地质与勘探, 43(3): 37-41.
- 中国科学院地球化学研究所, 中国科学院广州地球化学研究所. 2010. 涂光炽院士图传. 北京: 地质出版社: 246.
- Baker D E L and Seccombe P K. 2004. Physical conditions of gold deposition at the McPhees deposit, pilbara craton, Western Australia: Fluid inclusion and stable isotope constrains. *The Canadian Mineralogist*, 42: 1405-1424.
- Beaudoin N, Bellahsen N, Lacombe O and Emmanuel L. 2011. Paleofluid in a basement-cored fold. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12: 3494.
- Bierlein F P, Groves D I, Goldfarb R J and Dubé B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 40: 874-886.
- Castonguay S, Janvier V and Mercier-Langevin. 2016. Banded-Iron formation-hosted gold environments: Preliminary results from the Meadowbank deposit. *Natural Resources Canada*: 44.
- Chi G, Dubé B, Williamson K and Williams-Jones A E. 2006. Formation of the Campbell-Red Lake Gold deposit by H₂O-poor, CO₂-dominated fluids. *Mineralium Deposita*, 40: p726-741.
- Chi G, Liu Y and Dubé B. 2009. Relationship between CO₂-dominated fluids, hydrothermal alterations and gold mineralization in the Red Lake greenstone belt, Canada. *Applied Geochemistry*, 24: 504-516.
- Colvine A C, Fyon J A, Heather K B, Marmont S, Smith P M and Colvine D. 1988. Archean Lode Gold Deposits in Ontario // Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper: 139.
- Dube B and Gosselin P. 2007. Greenstone hosted quartz-carbonate vein deposits. *Geological Association of Canada, Special Publication*, (5): 49-73.
- Foster D A, Gray D R, Kwak T A P and Bucher M. 1988. Chronology and tectonic framework of turbidite-hosted gold deposits in the Western Lachlan Fold Belt, Victoria. *Ore Geology Reviews: ⁴⁰Ar-³⁹Ar Results*, 13: 229-250.
- Gao S. 1995. Geology of Lac Forture and Francure gold deposits, Qc. UQAC Ms thesis: 102.
- Gao S, Peng X, Sun J, Fu L and Wang J. 2015. Relationship between CO₂-bearing fluid and gold mineralization in Haigou gold deposit of Jilin. *Global Geology*, 18(1): 1-9.
- Goldfarb R J, Groves D I and Dave C. 2016. Orogenic gold deposits: Deposit models to exploration methodology. Short course in Guiyang, China.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1-80.
- Groves D J. 1993. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposit of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28: 366-374.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G

- and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13: 7–272.
- Groves D I, Goldfarb R J, Robert F and Hart G J R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98: 1–29.
- Guha J, Lu H Z, Dube B and Robert F. 1991. Fluid characteristics of vein and altered wall rock in Archean mesothermal gold deposits. *Economic Geology*, 86: 667–684.
- Guha J, Lu H Z and Gagnon M. 1990. Gas composition of fluid inclusion using solid probe mass spectrometry and its application to study of mineralizing processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 553–558.
- Guo D J. 2003. Characteristics of mineralization and fluid inclusion study on Shear zone hosted Wulong gold deposit, Liaoning, China. UQAC Ph.D thesis: 203.
- Ho S E, Bennet J M, Cassidy K R, Hronsky J M A, Mikucki E J and Sang J H. 1990. Nature of ore fluid, and transportational and depositional conditions in sub-amphibolite facies deposits: Fluid inclusion studies // Dans: Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides. The University of Western Australia, Publication, 20: 198–211.
- Hodgson C J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. *Ore Geology Reviews*, 4: 231–273.
- Hrdy F, Kyser T K and Kusmirski R T. 1990. Fluid Inclusion, Stable Isotope and Microprobe Data from the Jasper Zone Lode Gold Deposit, La Ronge Domain, Saskatchewan Geological Survey // Saskatchewan Energy and Mines, Miscellaneous Report 90–4.
- Keita M. 2007. Geology and fluid inclusion study of Huaqiao and Pingqu turbidite hosted gold deposit, Guizhou, China. UQAC Ph.D thesis: 205.
- Klein E L and Fuzikawa K. 2010. Origin of the CO₂-only fluid inclusion in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: Implications for orogenic gold mineralization. *Ore Geology Reviews*, 37: 31–40.
- Kokh M, Akinfiyev N N, Salvi S and Guillaume D. 2017. The role of carbon dioxide in the transport and fractionation of metals by geological fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 197: 433–466.
- Kontak D J and Kyser K. 2011. A fluid inclusion and isotopic study of an intrusion-related gold deposit (IRGD) setting in the 380 Ma South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada: Evidence for multiple fluid reservoirs. *Mineralium Deposita*, 46: 337–363.
- McCuaig T C and Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12(6): 381–453.
- Naden J and Shepherd T J. 1989. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition. *Nature*, 342: 793–795.
- Olivo G R, Chang F and Kyser K. 2006. Formation of the Auriferous and Barren North Dipper Veins in the Sigma Mine, Val d'Or, Canada: Constraints from structural, mineralogical, fluid inclusion, and isotopic data. *Economic Geology*, 101: 607–631.
- Phillips G N and Evans F A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature*, 429: 860–863.
- Poulsen K H, Robert F and Dube B. 2000. Geological classification of Canadian gold deposits // Geological Survey of Canada, Bulletin: 540.
- Qiu Y, Groves D I, McNaughton N J, Wang L and Zhou T. 2002. Nature, age, and tectonic setting of granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China craton, China. *Mineralium Deposita*, 37: 283–305.
- Ridley J R and Diamond L. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Society of Economic Geology Reviews*, 13: 141–162.
- Robert F, Brommecker R, Boume B T, Dobak P J, McEwan C J, Rowe R R and Zhou X. 2007. Models and exploration methods for major gold deposit types // Ore Deposits and Exploration Technology: 691–711.
- Robert F and Brown A C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, part I: Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, 81: 578–592.
- Robert F and Kelly W C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 82(6): 1464–1482.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. Review in Mineralogy, 12: 644.

Geological Characteristics and Ore Forming Fluids of Orogenic Gold Deposits

LU Huanzhang^{1,2}, CHI Guoxiang³, ZHU Xiaoqing², Guha Jaynta¹, Archambault Guy¹ and WANG Zhonggang²

(1. *University of Quebec at Chicoutimi, Chicoutimi, Qc G7H 2B1, Canada*; 2. *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China*; 3. *University of Regina, Regina, SK. S4S 0A2, Canada*)

Abstract: Orogenic gold deposits are one of the most important resources of gold. It could be classified into three types: greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits, turbidite hosted gold deposits and BIF hosted gold deposits of all ages. They are controlled by compressional / transpressional environments and formed within shear zones, anticlines and faults during the post- and syn-tectonic stages. Fluid inclusions studies on orogenic gold deposits indicate 4 types of fluid inclusions: H₂O-CO₂; CO₂-rich; aqueous and halite daughter mineral bearing fluid inclusions. The ore forming fluids are of low salinity (typically less than 10% NaCl_{eqv}), CO₂-rich (about 10%-25% CO₂) and deposition occurred over a temperature range of 200 to 400 °C, under lithostatic pressure. Fluid phase separation played an important role in gold deposition.

Keywords: orogenic gold deposits; greenstone gold deposits; turbidite gold deposit; BIF hosted gold deposits; fluid inclusions; CO₂ and gold mineralization